

УДК 552.332.552.11 (575.14)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-106-124

ТИПЫ ЛАМПРОФИРОВ В ЗИРАБУЛАКСКОМ ИНТРУЗИВЕ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Халбай Джангирович Ишбаев¹, Анвар Хамракулович Шукуров²,
Виктор Иванович Старостин³, Алексей Андреевич Самсонов⁴✉,
Элбек Алимжанович Утамуродов⁵

¹ Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; halbay@mail.ru

² Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; a.h.shukurov1986@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; star@geol.msu.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru ✉

⁵ Ташкентский государственный технический университет им. Ислама Каримова, Ташкент, Узбекистан; elbek.utamurodov@mail.ru

Аннотация. В последние годы в горно-рудных регионах Западного Узбекистана выявлено наличие даек щелочных лампрофиров и их переходных типов, а также известково-щелочных лампрофиров, последние ассоциируются с диабазам, диоритовыми порфиритами, монцодиоритовыми порфиритами, тоналит — гранодиорит — гранит-порфирами и др. Их изучение представляет особый интерес в магматической петрологии. С одной стороны, их формирование показывает верхний возрастной предел рудно-магматической системы, а с другой — определенную (генетическую) роль в формировании золоторудных залежей в ассоциации платиноидов, редких металлов и редкоземельных элементов. Одним из объектов исследования является Зирабулакский гранитоидный плутон и его пределы, где локализованы дайки мончикитов, кампто-спессартитов и спессартитов и др. В результате исследований авторами получены данные о вещественном составе даек лампрофиров и сделан вывод об их генетических типах, уровнях зарождения и геодинамической природе.

Ключевые слова: типы, дайки, лампрофиры, мончикиты, кампто-спессартиты, спессартиты, гранитоиды, Зирабулакский интрузив

Для цитирования: Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Старостин В.И., А.А. Самсонов, Утамуродов Э.А. Типы лампрофиров в Зирабулакском интрузиве (Западный Узбекистан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 106–124.

TYPES OF LAMPROPHYRES IN THE ZIRABULAK INTRUSIVE (WESTERN UZBEKISTAN)

Khalbay D. Ishbaev¹, Anvar H. Shukurov², Viktor I. Starostin³,
Aleksey A. Samsonov⁴✉, Elbek A. Utamurodov⁵

¹ Mirzo Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; halbay@mail.ru

² Mirzo Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; a.h.shukurov1986@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; star@geol.msu.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru ✉

⁵ Islam Karimov Tashkent State Technical University, Tashkent, Uzbekistan; elbek.utamurodov@mail.ru

Abstract. In recent years, the presence of alkali lamprophyre dikes and their transitional types, as well as calcareous-alkali lamprophyres, has been identified in the mining and ore regions of Western Uzbekistan, the latter being associated with diabases, diorite porphyrites, moncodiorite porphyrites, tonalite, granodiorite, granite porphyrites, and others. The study of which is of particular interest in magmatic petrology, on the one hand, shows the upper age limit of the ore-magmatic system, and on the other hand, shows a certain (genetic) role in the formation of gold ore deposits in the association of platinoids, rare metals, and rare earth minerals. One of the objects of research is the Zirabulak granitoid pluton and its boundaries, where dikes of monchikites, campto-spessartites, and spessartites, etc., are localized. Results were obtained on the material composition of lamprophyre dams and conclusions were drawn about their genetic types, generation levels, and geodynamic nature.

Keywords: types, dikes, lamprophyres, monchikites, campto-spessartites, spessartites, granitoids, Zirabulak intrusive

For citation: Ishbaev K.D., Shukurov A.H., Starostin V.I., Samsonov A.A., Utamurodov E.A. Types of lamprophyres in the Zirabulak intrusive (Western Uzbekistan). *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 106–124. (In Russ.).

Введение. После первых работ о продуктах лампрофирового магматизма, например [Абдуллаев, 1957], у исследователей возобновился интерес к этим специфическим образованиям [Foley et al., 1987; Le Maitre et al., 1989; Rock, 1991; Mitchell, 1994; Woolley et al., 1996; Tappe et al., 2005; Štemprok, Seifert, 2011; Spišiak et al., 2018].

В крупной обзорной работе по распространению известково-щелочных лампрофиров от Аляски через Центральную Азию до Европы [Štemprok, Seifert, 2011] показано, что из 200 гранитных тел 63 включают лампрофиры, с которыми связаны месторождения редких металлов палеозоя и мезозоя. Лампрофиры, наблюдаемые на месторождениях редких металлов, являются известково-щелочными (керсантиты, минетты, спессартиты) и реже щелочными лампрофирами (камптониты, мончикиты), последние встречаются в зоне кровли сложных гранитных тел. Большинство лампрофиров пространственно связаны с доминирующими дайками кислых пород и с мафическими дайками, представленными диоритовыми или диабазовыми порфиритами, которые обладают взаимопереходами. Характерно, что лампрофиры имеют взаимные переходы между собой (кампто-спессартиты, кампто-вогезиты и т. д.) и ассоциируются с щелочными базальтоидами (лимбургиты, тералиты, эсекситы, шонкиниты и др.), с одной стороны, и субщелочными диоритовыми порфиритами, диабазами, порфиритоидами — с другой [Мушкин, 1979]. И.Х. Хамрабаев [1964], изучая дайковые образования в Нуратинском регионе и Центральном Кызылкуме, отметил, что наблюдаются переходы диоритовых порфиритов в спессартиты, в некоторых дайках количество роговой обманки достигает 50 %, и тогда порода приближается к лампрофирам, что свидетельствует о продуктах единой лампрофировой магмы.

Особенности состава и внедрения даек лампрофиров, образующих дайковые пояса и пучки, позволяют рассматривать их в качестве индикаторов зон и центров повышенной эндогенной активности, создающих оптимальные условия для миграции и концентрации оруденения глубинного происхождения, для части из которых лампрофиры могут выступать в роли носителя рудных компонентов [Иващенко, 1999; Ушаков и др., 1989].

Лампрофировые магмы обычно образуются при низких температурах частичного плавления верхнемантийного источника на глубинах 100–150 км [Rock, 1991]. Эти магмы, как известно, имеют очень высокие концентрации летучих (F, CO₂, S, H₂S, H₂O) и несовместимых элементов (легкие РЗЭ, Zr, Sr, Ba, K и Th), которые могут в головной части плюмов достигать самых высоких уровней литосферы (до глубин около 20 км), где в условиях малых глубин верхней мантии или в промежуточных очагах в коре участвуют в плавлении субстрата и вступают во взаимодействие с халькофильными элементами,

образуя скопления сульфидов [Ulrych et al., 1993; Шарков, Богатилов, 2000; Летников, 2002].

Процессы постколлизонной разгрузки и релаксации инициировали формирование сети глубинных разломов, по которым и поднимались лампроитовые расплавы. Причем быстрый подъем таких выделок без существенного геохимического обмена с окружающими породами приводил к формированию лампроитов, а более медленный (с образованием промежуточных камер, дифференциацией, коровой ассимиляцией) обеспечил проявление лампрофирового магматизма — керсантитов, минетт, мончикитов, камптонитов [Прибавкин, Пушкарев, 2003].

Происхождение даек лампрофиров связано с периферическими магматическими камерами, полевошпатовые лампрофиры производятся из внутрикоровых, а более щелочные из подкоровых или мантийных периферических камер [Коржинский, 1974].

Х.М. Абдуллаев [1957] писал: «Выяснение роли молодого магматизма — один из важных вопросов петрологии и металлогении Средней Азии... К самостоятельной генетической группе интрузивных пород следует отнести различные дайки основного состава, возникшие за счет базальтовой магмы, залегающей ниже уровня гранитного магматического очага. Их образование чаще всего приурочивается к конечной стадии кристаллизации гранитной магмы». С момента зарождения очагов гранитоидной магмы доступ базальтовой магмы в верхние слои земной коры прекращается до наступления дайкового этапа. Возникшая гранитная магма служит пластическим экраном как для глубоких разломов, развивающихся сверху вниз, так и для базальтовой магмы, стремящейся подняться в верхние части земной коры. Этим и объясняется причина локализации главной массы основных, средних и лампрофировых даек вблизи гранитоидных интрузий [Ишбаев и др., 2020].

И.В. Мушкин [1979] провел сводную петрографическую работу по ассоциации щелочных базальтоидов и лампрофиров в Южном Тянь-Шане, известных до 1980-х годов, и объединил их в единый южно-тяньшанский комплекс щелочных базальтоидов-лампрофиров. Он выделил четыре щелочно-базальтоидные субпровинции: Южно-Гиссарская, Гиссаро-Алайская, Нуратинская и Букантауская, где были установлены дайки и трубки взрыва ассоциации щелочных базальтоидов, фельдшпатоидных и полевошпатовых лампрофиров, которые местами имели взаимный переход друг от друга. Позже в пределах Тусунского водохранилища обнаружили дайки и диатремы эруптивных брекчий аналцимовых базальтов, трахибазальтов (Караташ, Тусун, Алянгуз), приуроченных к Дарнсайскому разлому, щелочных тефритов, трахитов, карбонатитов (чагатайский комплекс), образующих рой субпараллельных крутопадающих даек и трубки взрыва размером 150 × 200 м и 80 × 170 м [Головкин и др., 1991; Диваев, 1996].

Продукты «лампрофирового» магматизма Западного Тянь-Шаня изучаются с середины 1950-х годов, основные итоги отражены в ряде научных трудов В.М. Уразаева [1954], Х.Н. Баймухамедова [1954], И.М. Исамухамедова [1955], Х.М. Абдуллаева [1957, 1961], И.Х. Хамрабаева [1958, 1964], Э.П. Изоха, З.А. Юдалевича [1971–1975], И.В. Мушкина [1979] и др. По их данным выявлены основные типы даек, выделены щелочно-базальтоидные провинции, дайковые пояса, рои и пучки. Тем не менее, о количественном соотношении даек различного состава судить довольно трудно. Имеются весьма скудные сведения в различных отчетах и обобщающих работах о мощности даек, характере их залегания и о взаимных пересечениях.

В последние годы дайковому магматизму, особенно лампрофировому, посвящены работы [Ахунджанов и др., 2013, 2014; Мамарозиков и др., 2010, 2020; Ишбаев и др., 2020, 2023; Zel et al., 2022; Каримов, 2020; Утамурадов, 2023] и другие. Выявлены новые типы лампрофиров и их рудоносность, взаимоотношение с оруденением, акцессорно-сульфидные минеральные ассоциации и т. д. Обогащенность первичной магмы, формировавшей диабазовые и лампрофировые дайки гор Кульджуқтау рудогенерирующими флюидами, обоснована микронзондовыми определениями. Впервые в этих породах установлены законсервированные кремнещелочно-хлоридные флюидные микрообособления и нанокристаллы в них, несущие золото, серебро и платиноиды с примесью золота, серебра и платиноидов в первичных сульфидах и сульфосарсенидах [Хамраев, 2024]. Кампто-спессартиты и оливинпироксеновые спессартиты южно-тяньшаньского комплекса щелочных базальтоидов и лампрофиров отмечены в горах Каратау, Зирабулак, которые образовались при посторогенном геодинамическом режиме [Косбергенов, 2023; Утамурадов, 2024].

Первые упоминания о дайках щелочных лампрофиров в горах Зирабулака, описывающие структурные и петрографические особенности даек, локализованных на северном контакте интрузива, принадлежит А.Ф. Свириденко [1958]. Дайки известково-щелочных лампрофиров в самом Зирабулакском плутоне крайне редки, но за его пределами и в соседних интрузивах весьма широко распространены.

Методика исследования. Определение содержания петрогенных и редких элементов в породах проводили методами ICP-MS на спектрометре ICPRE-9000 в Центральной лаборатории Мингеологии РУз. Химический анализ минералов выполнен на электронном микроанализаторе Jeol-8800Rh (Япония) Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Микрофотографии прозрачных шлифов сделаны на микроскопах Nikon Optiphot 2 Pol и Полам Р-311. Обработка результатов петрографических, минералогических, петрохимических и геохимических исследований проведена с ис-

пользованием компьютерных программ (Excel, Petro Explorer) в лабораторных условиях.

Геологическое строение. Данные о стратиграфии Зирабулак-Зиаэтдинских гор приводятся по данным [Хан и др., 2006] с некоторыми дополнениями [Миркамалов и др., 2021]. В геологическом строении Зирабулакских гор принимают участие домезозойские осадочно-метаморфические образования (карачакудукский (PR[?]kr), катармайский (PR₂kt), джалкырский (R₃dl), алтыаульский (O-S₁al), ярманчинский (O₃-S₁jr), дараитутский (S₁dr), катаджарский (S₁kt), терикбабинский (S₁tr), пьязинский (S₂pz), джалкыраймахальский (D₁dz), саппенский (C₂₋₃sp), казанбулакский (D₂kz), ингичкинский (D₂₋₃in), айрыбельский (D₃ar), тымский (C₁tm), тепаликский (C₂₋₃tp) свиты. Плутонические образования (нуратау-зирабулакский гипербазит-габбровый (vPR[?]nz), карачакудукский гнейсо-гранитоидный (γδPR₂[?]kr), алтыаульский субвулканический (ξlO₂₋₃al), тымский гнейсо-гранитоидный (γδC₂₋₃t), каратюбе-зирабулакский адамеллит-гранитовый (γδC₃kz) комплексы.

Зирабулакский плутон входит в каратюбе-зирабулакский адамеллит-гранитовый (γδC₃kz) комплекс, он расположен в центральной части Зирабулакских гор, в крупном антиклинальном вздутии, среди песчано-сланцевой с известняками толщи силура, девона и песчано-сланцево-конгломератовой толщи среднего и верхнего карбона (рис. 1). Радиологический возраст пород, определенный К-Аг методом по биотиту — 260–268 млн лет, что отвечает C₃–P₁. По морфологии он представляет собой крупный (площадь выходов около 225 км²) дискордантный плутон, вытянутый в субширотном направлении [Soloviev, Kryazhev, 2018]. Среди гранитоидов Зирабулакского интрузива выделены следующие фациальные разновидности: 1 — диориты, 2 — роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты, 3 — биотитовые адамеллиты и граниты, 4 — двуслюдяные граниты. Широко развиты жильные составляющие лейкократовые граниты, аплиты и пегматит-аплиты. В краевых мелких штоках и апофизах интрузива встречаются дайки диорит-порфиритов и спессартитов, керсантитов. В самом интрузиве подобных даек нет, отмечены лишь единичные дайки южно-тяньшаньской серии [Формационный..., 1975].

Диориты наиболее ранних фаз присутствуют в виде крупных ксенолитов (автолитов) в гранодиоритах. Самостоятельные мелкие тела встречены в краевой части массива, а роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты слагают большую часть массива. Мелкозернистые лейкократовые двуслюдяные граниты слагают вытянутые в северо-западном направлении мелкие дайкообразные тела штоки, во вмещающих известняках не редки небольшие лакколиты. Широко развиты дайки таких же двуслюдяных гранитов, секущие породы всех предшествующих фаз. Лейкократовые граниты занимают не более 15–18% площади выходов Зирабулакского интрузива [Свириденко, 1965]. Жильные породы

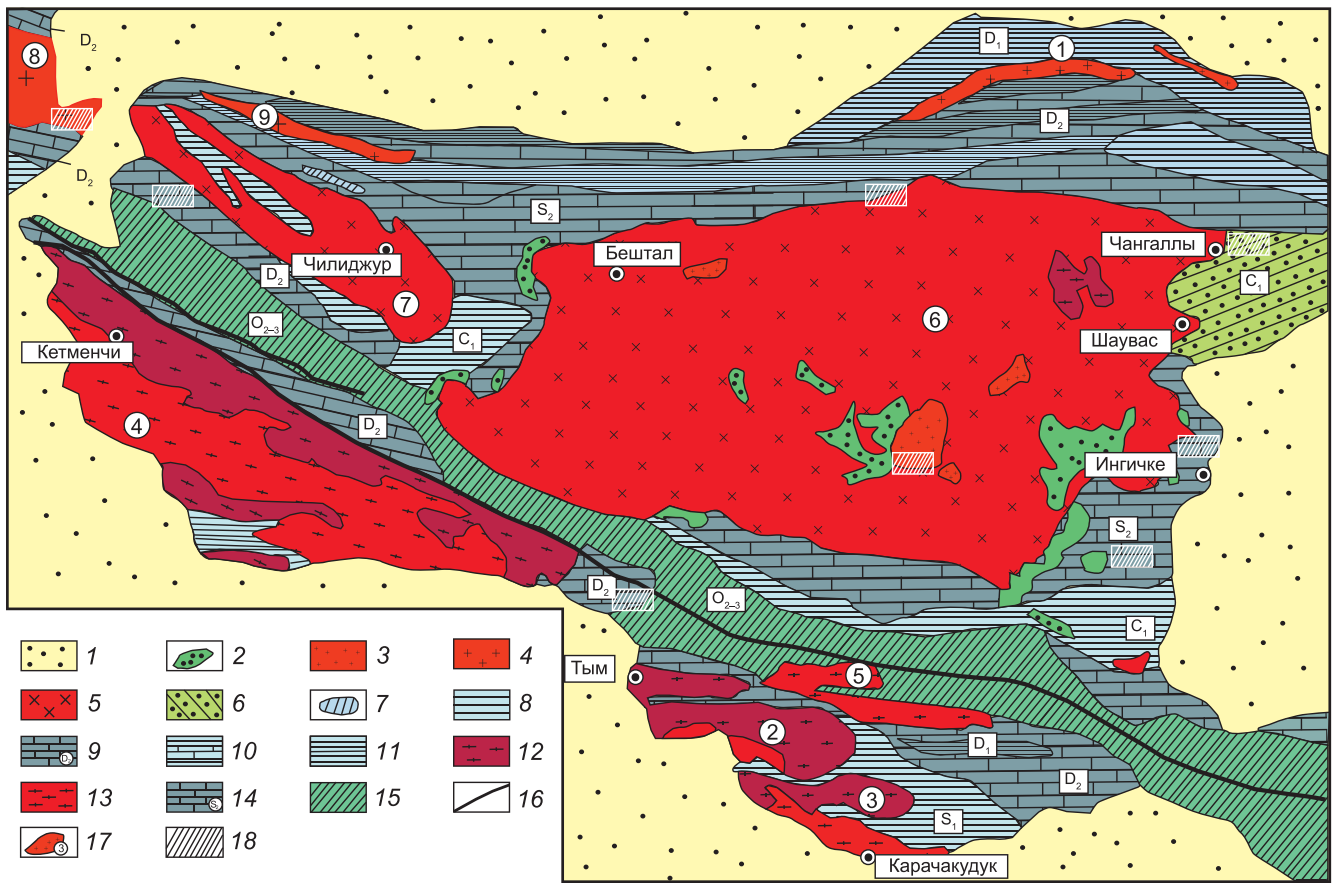


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Зирабулакских гор [Формационный..., 1975]. 1 — мезокайнозойские отложения; 2 — лейкограниты, 3 — двуслюдяные граниты; 4 — биотитовые граниты (Карнабский интрузив); 5 — гранодиориты, адамеллиты, граниты Зирабулакского и Чиракджуринского интрузивов; 6 — сланцы, песчаники, конгломераты тепалинской свиты C_2m-C_3 ; 7 — гипербазитовые тела; 8 — песчаники и сланцы C_1 ; 9 — известняки; 10 — песчано-сланцевые отложения с прослоями известняков D_{1-2} ; 11 — песчано-сланцевые отложения C_1 ; 12 — адамеллиты Тимского комплекса; 13 — граниты данного комплекса; 14 — известняки C_2 ; 15 — песчано-сланцевые отложения O_{2-3} ; 16 — разломы; 17 — номера интрузивных массивов: 1 — Кутчи, 2 — Тим, 3 — Карачакудук, 4 — Кетменчи, 5 — Джалкир, 6 — Зирабулак, 7 — Чиракджура, 8 — Карнаб, 9 — Джатин; 18 — объекты исследования

представлены жилами аплитов и редкометалльных пегматитов мощностью 0,1–0,5 м.

С раннепермским многофазным Зирабулакским гранитоидным плутоном связаны редуцированные вольфрамовые скарны, в том числе шеелитоносные (месторождение Ингичка, Тым, Карнаб, Лапас и др.). Плутоном включает породы от ильменитовой серии [Ishihara, 2004] до ильменит-титанит содержащей, от среднего до высокого содержания калия, от металлоземистых до железистых гранитоидов I-типа (от монцодиорит-гранодиорита до гранит-лейкогранита). Плутоном связан с резервуарами гранитоидной магмы аккреционного типа в земной коре, вероятно, образовавшимися в результате подъема астеносферного материала на постколлизивной стадии [Soloviev, Kryazhev, 2018].

В данной статье рассматриваются главные типы лампрофиров (мончикиты, оливинные камптоспессартиты и спессартиты), проводится сравнение их вещественного состава, обсуждаются условия образования и геодинамическая природа.

Петрография даек. Дайка мончикита локализована на водораздельной части хребта, в 3,5 км

северо-западнее села Арганча на северном контакте Зирабулакского гранитоидного интрузива [Свириденко, 1958]. Мощность ее варьируется от 10 до 50 см. Падение к северо-западу крутое, почти вертикальное. В месте выклинивания в юго-восточной части дайка разветвляется на две, затем на три мелких апофизы. Она прорывает биотитовые граниты (80 м) интрузива и силурийские сланцы (130 м) и в обоих концах выклинивается. В пределах интрузива она разделяется на 3 жилы (апофизы) и простирается на юго-восток, с мощностью, колеблющейся примерно от 10 до 50 см (рис. 2, а, б).

Макроскопически порода темно-серого, почти черного, светло-зеленого цвета, с очень плотной четкой мелко-порфировой структурой (рис. 2, в, г). Порфировые включения состоят из оливина и псевдолейцита, диаметром не более 1,0 мм, неопределенно округлой формы (рис. 2, д, е, ж, з). Краевые закалочные части тела и жильные апофизы имеют криптозернистую структуру, порфировые включения практически отсутствуют. Кроме псевдолейцита (18–20%), в минералогическом составе мончикита обнаружены керсутит, моноклинный пироксен –ти-

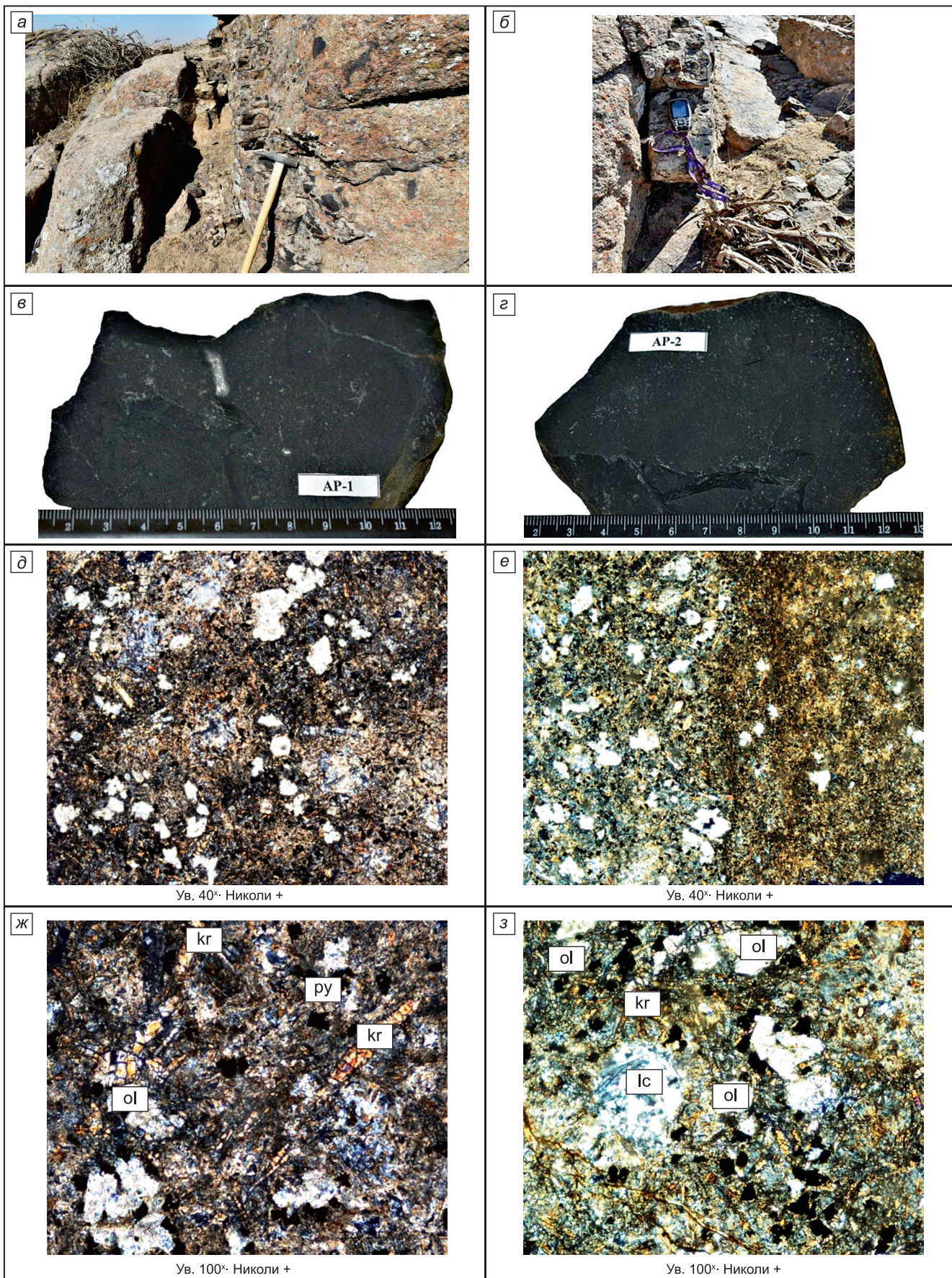


Рис. 2. Петрография дайки мончикита: элементы залегания (а, б) внешний вид образцов (в, г) и структурно-текстурные особенности под микроскопом (д, е, ж, з). В основной массе можно увидеть выделения акцессорных минералов: пирита, ильменита. Наблюдается зона закаливания в эндоконтактовой части мончикитовой дайки (е)

танавгит, оливин, биотит (5%). Кроме того, выделяются микролиты анальцима, серицита, карбоната, талька, альбита, апатита и рудных минералов.

Псевдолейцит образует крупные зональные порфиновые включения (до 1,0 мм) округлой или восьмигранной формы, полностью замещенные серицитом и карбонатом, альбитом, микроклином и анальцимом (рис. 2, д, ж, з). Некоторые вкрапленники полностью смешаны с серицитом или карбонатом. В крупных зернах псевдолейцита наблюдаются игольчатые кристаллы магнетита, пироксена и реже биотита. Они располагаются радиальными агрегатами или реже зонально образуют цепочки по краям зерен, что характерно для псевдолейцитов. По химическому составу псевдолейцит (табл. 1, 25, 26) трудно определяется, но он близок к оксидам кремния, алюминия и калия, это количество определенно показывает результаты его изменения.

Небольшое количество окислов магния и железа в химическом составе калиево-натриевого полевого шпата (ортоклаз) (табл. 1, 27) свидетельствует о наличии пойкилитовых включений (гематита).

Оливин занимает большую часть порфиновых включений и встречается в виде удлиненно-гексагональных или полукруглых зерен длиной до 0,4 мм (рис. 2; рис. 3, в, е, 3–7). Часто он полностью замещен мелкочешуйчатым тальком (табл. 1, 38, 39). По химическому составу (табл. 1, 15, 16) в оливине в небольшом количестве присутствуют оксиды алюминия и кальция.

Титанавгит также образует призматические и короткопризматические зерна размером 0,4 мм в виде порфиновых выделений. Встречается в виде мелких микролитов в основной массе (рис. 2; 3, е). Обычно чистый, почти бесцветный, слабого светло-коричневого цвета. Содержание оксида титана в химическом составе колеблется от 2,88 до 5,56% (табл. 1, 8–14, 24). Кроме того, имеются небольшое количество калия, ванадия, хрома, а количество кальция высокое, что свидетельствует о субкальциевости титанавгита.

Керсутит ранее А.Ф. Свириденко [1958] описал по оптическим константам как щелочной амфибол — баркевикит, он встречается в порфиновых выделениях и в основной массе в виде характерных кристаллов (18%), пластин размером менее 0,2 мм и неправильных зерен, микролитов (рис. 2; 3, в, г). Большинство зерен керсутита непрозрачны. Плеохроизм керсутита варьируется от бледно-желтого до темно-красно-коричневого. Содержание оксида титана в химическом составе колеблется от 4,33 до 7,71% (табл. 1, 17–23), что свидетельствует о керсутитовом минале.

Биотит встречается в основной массе в виде длинных призматических пластин (рис. 2; 3, б, д), часто вместе с керсутитом образует цепочки или неправильные скопления вокруг вкрапленников псевдолейцита. Химический состав нестабилен, содержание оксида титана варьируется от 1,41 до 6,89% в трех анализах что, по-видимому, связано

с постмагматическими изменениями (табл. 1, 2–4). Оксид железа также составляет 29,28%, что близко к биотиту в метаморфических породах, оксид бария достигает 2,34%.

Акцессорные минералы представлены пирротином, ильменитом, сфеном, рутилом, сфалеритом, галенитом, титаномагнетитом, пиритом и апатитом. Они встречаются в виде призматических агрегатов неправильной формы (рис. 3, б–г, е). Их химический состав представлен в табл. 2.

Основная масса, содержащая не менее 30% породы, состоит из вторичных минералов (карбонатов, талька, кальцита, хлорита, серицита и др.), керсутита, титанавгита, оливиновых микролитов и небольшого количества изотропных веществ, смеси стекла.

Дайки оливиновых кампто-спессартитов находятся в левом притоке верховьев р. Каттасай центральной части Зирабулакского плутона, где образуют серии маломощных даек среди биотитовых гранитов, широтного простираения (270–275°) мощностью от 20 см до 1,8 м, крутого падения (80–90°). Местами наблюдаются прожилки (0,3–0,5 см) продуктов кристаллизации поздней порции лампрофирированного расплава тонкозернистой структуры того же состава ранних даек (рис. 4, а, б). Внешне это темно-серые, черные с зеленоватым оттенком породы местами с шаровой отдельностью размером до 35 см в поперечнике. Дайкам свойственна мелкозернистая, лампрофирированная структура, обусловленная наличием вкрапленников, которые представлены только темноцветными минералами — оливином, клинопироксеном, амфиболом. Вкрапленники погружены в хорошо раскристаллизованную полнокристаллическую призматически-зернистую основную массу (40–50%), состоящую из войлокоподобных выделений плагиоклаза, биотита и тех же темноцветных минералов, которые встречаются во вкрапленниках. Значительное содержание темноцветных минералов, количество которых варьируется в породах от 40 до 60% всего объема — характерная особенность лампрофирированных пород. Количественно-минералогический состав пород (ср. по 3 шлифам) следующий: плагиоклаз — 45–50%; амфибол — 20–23%; пироксен — 17–20%; оливин — 13–15%; рудные минералы — 1–3%.

Оливин имеет хорошую идиоморфную форму по сравнению с другими цветными минералами в порфиновых выделениях. Он замещен бесцветным слюдястым тальком (рис. 4). Клинопироксен образует короткопризматические и округлые зерна с очень отчетливыми трещинами спайности. Он замещается хлоритом и кальцитом и по составу близок к субкальциевому титанавгиту (табл. 3, 14–16). Роговая обманка образует удлиненно-призматические зерна зелено-коричневого цвета (рис. 4), их состав изменчив и варьируется в широких пределах. Например, роговая обманка богаче магнием по сравнению с железом, она ассоциируется с оливином (табл. 3, 1–4) и замещается хлоритом (табл. 3, 21–24).

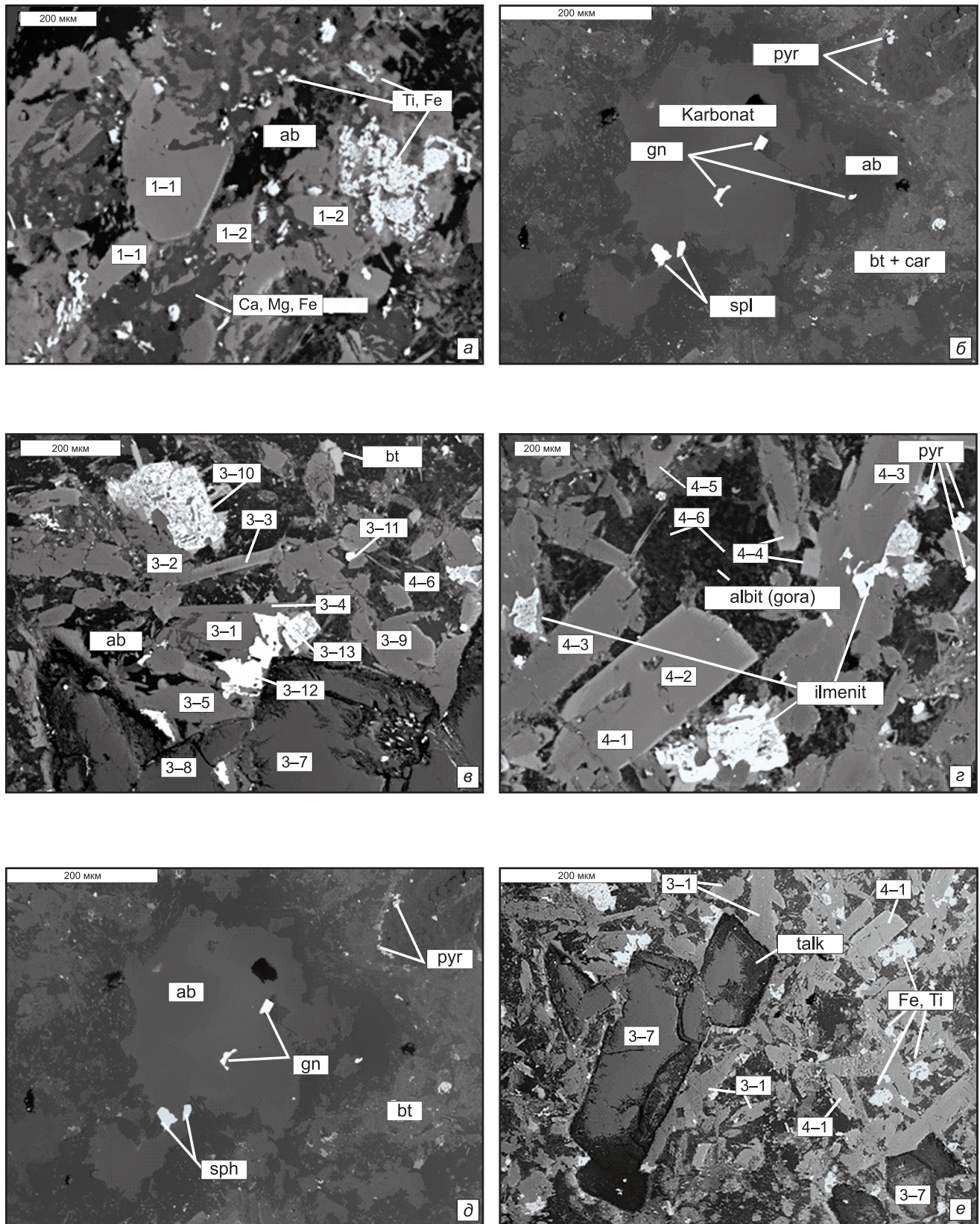


Рис. 3. Форма встречаемости породообразующих, акцессорных и рудных минералов в дайке мончикита: *а* — форма керсутита и титанавгита, *б* — сфен и шпинель в кальците, *в* — наличие титаномagnetита, *г* — идеальные призмы керсутита и акцессорного ильменита, *д* — галенит и сфен в кальците, *е* — оталькованные оливины. 1-1 — керсутит, 1-2 — титанавгит, Ti, Fe — ильменит, pyr — пирротин, gn — галенит, sph — сфен, spl — сфалерит, ab — альбит, bt — биотит, 3-1 — титанавгит, 3-2 — титанавгит, 3-3 — керсутит, 3-4 — титанавгит, 3-5 — титанавгит, 3-6 — титанавгит, 3-7 — оливин, 3-8 — оливин, 3-9 — титанавгит, 3-10 — титаномagnetит, 3-11 — ильменит, 3-12, 3-13 — титаномagnetит, 4-1 — 4-6 — керсутит, ab — альбит, bt — биотит, pyr — пирротин, gn — галенит, sph — сфен, bt+car — биотит+карбонат, spl — сфалерит

Таблица 1

**Химический состав породообразующих, аксессуарных и рудных минералов дайки мончикита
(результаты микронзондового определения)**

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|----------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|----------|-------|--------|
| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| SiO ₂ | 0,49 | 38,61 | 33,57 | 35,39 | 68,01 | 68,81 | 69,55 | 45,89 | 43,29 | 46,70 | 47,95 | 47,19 | 43,30 | 44,28 | 39,02 | 39,17 |
| TiO ₂ | 7,08 | 1,41 | 6,89 | 4,50 | | | | 3,59 | 4,77 | 2,88 | 2,28 | 2,54 | 4,79 | 3,83 | | |
| Al ₂ O ₃ | 9,35 | 13,22 | 14,72 | 10,75 | 19,70 | 19,07 | 19,36 | 7,46 | 9,09 | 5,68 | 5,19 | 5,29 | 9,10 | 7,53 | 1,66 | 1,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 60,46 | | | | 1,34 | 0,15 | 0,40 | | | | | | | | | |
| FeO | | 17,82 | 19,97 | 29,28 | | | | 7,40 | 8,94 | 9,23 | 7,35 | 8,51 | 8,76 | 10,40 | 16,15 | 16,36 |
| MnO | 0,80 | 0,16 | 0,08 | 0,31 | | | | 0,17 | 0,08 | 0,16 | 0,16 | 0,15 | 0,17 | 0,06 | 0,46 | 0,36 |
| MgO | | 13,94 | 8,68 | 4,83 | | | | 11,89 | 10,75 | 12,26 | 13,23 | 12,04 | 10,41 | 10,87 | 41,97 | 42,07 |
| CaO | 0,36 | 0,13 | 0,35 | 0,67 | 0,21 | 0,04 | 0,13 | 23,14 | 22,38 | 22,18 | 22,69 | 22,43 | 22,85 | 22,05 | 0,31 | 0,42 |
| Na ₂ O | | | | | 9,51 | 10,65 | 10,92 | | | | | | | 0,64 | | |
| K ₂ O | | 9,52 | 8,31 | 8,99 | 0,39 | 0,12 | 0,04 | 0,08 | 0,14 | 0,23 | 0,13 | 0,14 | 0,09 | 0,18 | | |
| V ₂ O ₃ | 0,39 | 0,06 | | | | | | 0,06 | 0,02 | 0,21 | 0,08 | 0,08 | 0,15 | 0,18 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 20,40 | | | | | | | 0,47 | 0,09 | 0,05 | 0,41 | 0,17 | | | | |
| BaO | | | 2,34 | 0,97 | | | | | | | 0,43 | 0,26 | | | | |
| Σ | 100,22 | 94,85 | 94,91 | 95,68 | 99,17 | 98,84 | 100,40 | 100,14 | 99,55 | 99,58 | 99,90 | 98,79 | 99,61 | 100,03 | 99,57 | 100,09 |
| Окисел | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 |
| SiO ₂ | 39,18 | 36,63 | 37,08 | 36,53 | 39,49 | 37,82 | 38,06 | 41,43 | 47,37 | 48,21 | 61,13 | | 0,79 | 0,38 | 1,41 | 0,81 |
| TiO ₂ | 5,43 | 7,23 | 7,09 | 7,71 | 4,33 | 5,00 | 6,23 | 5,56 | | | | 17,94 | 19,49 | 17,22 | 47,17 | 45,04 |
| Al ₂ O ₃ | 11,79 | 13,29 | 13,27 | 13,22 | 11,35 | 12,76 | 12,78 | 9,40 | 32,65 | 32,47 | 20,95 | 3,29 | 3,24 | 3,56 | 0,47 | 0,34 |
| Fe ₂ O ₃ | | | | | | | | | 4,41 | 3,76 | 1,35 | | | | | |
| FeO | 15,14 | 15,94 | 15,34 | 15,62 | 19,39 | 18,53 | 14,17 | 10,35 | | | | 70,33 | 64,10 | 69,34 | 44,81 | 46,79 |
| MnO | 0,24 | 0,25 | 0,20 | 0,24 | 0,32 | 0,31 | 0,16 | 0,28 | | | | 0,30 | 0,45 | 0,57 | 1,88 | 0,60 |
| MgO | 8,74 | 9,00 | 9,73 | 9,45 | 7,71 | 8,19 | 9,46 | 8,98 | 1,57 | 1,68 | 1,13 | | 0,27 | | 0,45 | 0,12 |
| CaO | 12,33 | 11,40 | 11,38 | 11,43 | 11,11 | 11,05 | 11,42 | 21,37 | | | | 0,23 | 0,19 | 0,20 | 0,90 | 0,62 |
| Na ₂ O | | 2,15 | 2,22 | 2,33 | 2,27 | 2,50 | 2,10 | 0,83 | 1,93 | 2,16 | 2,72 | | | | | |
| K ₂ O | 1,54 | 1,78 | 1,52 | 1,83 | 1,54 | 1,70 | 1,57 | 0,05 | 9,78 | 9,69 | 12,73 | 0,04 | 0,02 | | 0,28 | 0,30 |
| V ₂ O ₃ | | 0,20 | 0,14 | 0,13 | | 0,05 | 0,10 | 0,19 | | | | 0,45 | 0,55 | 0,45 | 0,46 | 0,47 |
| BaO | | 0,72 | 0,43 | | | 0,44 | | | | | 0,06 | | | ZnO=1,81 | | |
| NiO | | | | | | | | | | | | 0,13 | | | | |
| CoO | | | | | | | | | | | | 0,38 | | | | |
| Σ | 94,34 | 98,59 | 98,40 | 98,50 | 97,49 | 98,36 | 96,04 | 98,46 | 97,83 | 97,97 | 100,07 | 93,03 | 89,01 | 93,54 | 97,84 | 95,09 |
| Окисел | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | | | | | |
| SiO ₂ | 0,28 | 0,86 | 2,96 | | | 56,86 | 50,38 | 0,57 | 6,83 | | | | | | | |
| TiO ₂ | 93,47 | 91,86 | 0,22 | | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | | 0,21 | | | | 1,74 | 1,57 | 0,31 | 2,35 | | | | | | | |
| FeO | | | | | | | | 0,93 | 4,70 | 18,17 | 14,42 | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,46 | 0,81 | 95,59 | 0,29 | 0,50 | 7,75 | 5,60 | | | | | | | | | |
| MnO | | | | | | | | 0,51 | 0,40 | 0,74 | 0,74 | | | | | |
| MgO | | | 1,38 | | | 25,22 | 34,28 | 0,42 | 3,47 | 7,71 | 11,04 | | | | | |
| CaO | 0,62 | 0,83 | 0,20 | 53,48 | 53,48 | 0,14 | 0,07 | 52,27 | 40,49 | 27,28 | 27,73 | | | | | |
| P ₂ O ₅ | | | | 39,84 | 39,47 | | | | | | | | | | | |
| V ₂ O ₃ | 0,82 | 0,60 | 0,20 | | | | | | | | | | | | | |
| SrO | | | | | | NiO=0,25 | | 0,30 | 0,08 | 0,02 | 0,28 | | | | | |
| ZrO ₂ | 2,04 | 3,33 | | | | | | | | | | | | | | |
| HfO ₂ | 0,74 | 0,80 | | | | | | | | | | | | | | |
| La ₂ O ₃ | | | | | 0,07 | | | | | | | | | | | |
| Nb ₂ O ₃ | 0,83 | 0,35 | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | | 0,52 | | | | | | | | | | | | | | |
| Nd ₂ O ₃ | | | | | 0,09 | | | | | | | | | | | |
| Sm ₂ O ₃ | | | | | 0,09 | | | | | | | | | | | |
| Σ | 99,25 | 99,64 | 100,55 | 93,04 | 93,77 | 92,02 | 91,80 | 55,31 | 58,31 | 53,93 | 54,20 | | | | | |

Примечание. 1 — включение в пирите, 8 мкм, 2-4 — биотит, 5-7 — плагиоклаз (альбит), 8-14 — титанавит, 15-16 — оливин, 17-23 — керсутит, 24 — титанавит, 25-26 — псевдолейцит, 27 — ортоклаз, 28-30 — титаномагнетит, 31-32 — ильменит, 33-34 — рутил, 35 — гематит, 36-37 — апатит, 38-39 — тальк, 40-41 — кальцит, 42-43 — карбонат.

Таблица 2

Химический состав сульфидных минералов дайки мончикита (результаты микронзондового определения)

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13* |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si | | | | | | | 0,39 | 1,62 | | 3,05 | | 5,24 | 3,30 |
| S | 67,38 | 65,81 | 51,62 | 50,83 | 52,00 | 51,29 | 50,49 | 46,72 | 52,34 | 48,58 | 46,87 | 48,56 | 48,83 |
| Ca | | | 0,71 | | | 0,24 | 0,19 | 1,00 | | 0,52 | | | 0,42 |
| Fe | 32,45 | 33,62 | 47,47 | 3,43 | 7,44 | 7,24 | 5,68 | 10,85 | 47,56 | 46,73 | 2,58 | 4,13 | 4,11 |
| Co | 0,03 | 0,45 | 0,15 | | | | | | 0,06 | 0,22 | | | |
| Ni | 0,05 | 0,29 | 0,10 | | | | | | 0,11 | 0,17 | | | |
| Cu | – | – | | 0,56 | 4,48 | 4,73 | 5,00 | 6,67 | | | | 0,07 | 0,01 |
| Zn | – | – | | 45,17 | 36,08 | 36,42 | 38,23 | 33,14 | | | | 42,00 | 42,36 |
| Pb | | | | | | | | | | | 50,56 | | |
| As | 0,24 | 0,23 | | | | | | | | | | | |
| Cd | | | | 0,04 | | 0,07 | 0,03 | | | | | | |
| Σ | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Примечание. 1–2 — пирит, 3 — пирротин, 4–8 — сфалерит, 9–10 — пирротин, 11 — галенит, до 10 мкм, 12–13 — сфалерит в плагиоклазе, 10 мкм, *Al=0,82.

Таблица 3

Химический состав породообразующих, акцессорных и рудных минералов дайки ольвинового кампто-спессаррита (результаты микронзондового определения)

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 49,91 | 48,59 | 49,51 | 47,82 | 54,76 | 55,00 | 61,13 | 68,32 | 38,01 | 38,45 | 39,96 | 38,41 | 40,27 | 48,61 | 48,37 | 51,90 |
| TiO ₂ | 1,19 | 1,91 | 1,35 | 1,91 | | | | | 1,51 | 4,37 | 1,37 | 2,72 | | 2,37 | 2,22 | 1,02 |
| Al ₂ O ₃ | 4,25 | 5,75 | 5,21 | 6,06 | 28,37 | 28,63 | 24,40 | 19,77 | 9,88 | 11,29 | 9,49 | 10,32 | 10,40 | 5,54 | 5,61 | 3,03 |
| Fe ₂ O ₃ | | | | | 0,88 | 0,79 | 0,45 | 0,82 | | | | | | | | |
| FeO | 9,59 | 8,15 | 7,61 | 8,21 | | | | | 27,10 | 18,62 | 27,36 | 27,33 | 20,46 | 12,43 | 10,86 | 10,81 |
| MnO | 0,32 | 0,18 | | 0,16 | | | | | 0,16 | 0,21 | 0,20 | 0,31 | | 0,23 | 0,22 | 0,30 |
| MgO | 14,30 | 13,37 | 14,96 | 13,62 | | | | | 8,06 | 12,60 | 8,94 | 7,53 | 16,50 | 12,17 | 13,40 | 15,71 |
| CaO | 18,42 | 20,01 | 19,18 | 19,34 | 10,51 | 10,67 | 6,25 | 0,79 | 0,15 | | 0,24 | 0,50 | 0,19 | 19,14 | 19,03 | 17,12 |
| Na ₂ O | | | | | 5,49 | 5,45 | 6,76 | 10,01 | | | | | | | | |
| K ₂ O | | | | | 0,29 | 0,29 | 0,56 | 0,25 | 8,63 | 9,51 | 8,65 | 9,14 | 3,52 | 0,09 | 0,04 | 0,02 |
| Cr ₂ O ₃ | | 0,39 | 0,74 | 0,46 | | | | | | | | 0,08 | | | | |
| V ₂ O ₃ | | | 0,15 | 0,20 | | | | | | | | 0,03 | | 0,17 | 0,18 | 0,09 |
| Σ | 97,98 | 98,35 | 98,70 | 97,78 | 100,31 | 100,84 | 99,55 | 99,96 | 93,50 | 95,06 | 96,22 | 96,24 | 91,34 | 100,74 | 99,94 | 100,00 |

| Оксид | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | | | 10,32 | 0,21 | 52,29 | 52,51 | 53,85 | 49,79 | 6,25 | 4,04 | 1,95 | | | 0,29 |
| TiO ₂ | | | 23,70 | 16,64 | 1,45 | 0,28 | | | | 21,51 | 47,82 | | | 15,31 |
| Al ₂ O ₃ | | | 1,00 | 0,78 | 1,62 | 2,39 | | | | | | | | 1,28 |
| Fe ₂ O ₃ | | | | | | | | | 87,55 | 1,12 | | | | |
| FeO | 5,40 | 2,27 | 54,41 | 70,62 | 15,87 | 15,84 | 7,02 | 8,19 | | 64,41 | 47,55 | 1,73 | 5,40 | 76,27 |
| MnO | 0,86 | 1,34 | 0,91 | 0,64 | | | | | | 0,76 | 1,37 | 1,03 | 0,86 | 0,62 |
| MgO | 2,95 | 0,46 | 1,74 | 0,11 | 16,75 | 17,92 | 26,12 | 25,04 | 2,51 | | | 0,28 | 2,95 | |
| CaO | 44,06 | 52,26 | | | 1,93 | 0,26 | | | | 0,61 | 0,23 | 53,73 | 44,06 | |
| K ₂ O | | | 0,23 | 0,07 | 0,40 | 0,15 | | | | | | | | |
| V ₂ O ₃ | | | 0,46 | 0,56 | | | | | | 0,62 | 0,59 | | | 0,63 |
| Σ | 53,27 | 56,32 | 92,76 | 89,62 | 90,31 | 89,35 | 86,99 | 83,01 | 96,31 | 93,07 | 99,52 | 56,77 | 53,27 | 94,40 |

Примечание. 1–4 — роговая обманка, 5–6 — лабрадор, 7 — андезин, 8 — альбит, 9–12 — биотит, 13 — измененный биотит, 14–16 — субкальциевый титанавит, 17, 18 — кальцит, 19, 20 — рутил, измененный, 21–24 — хлорит по роговой обманке, 25 — гидрогетит, 26, 27 — ильменит, 28, 29 — кальцит, 30 — титаномagnetит.

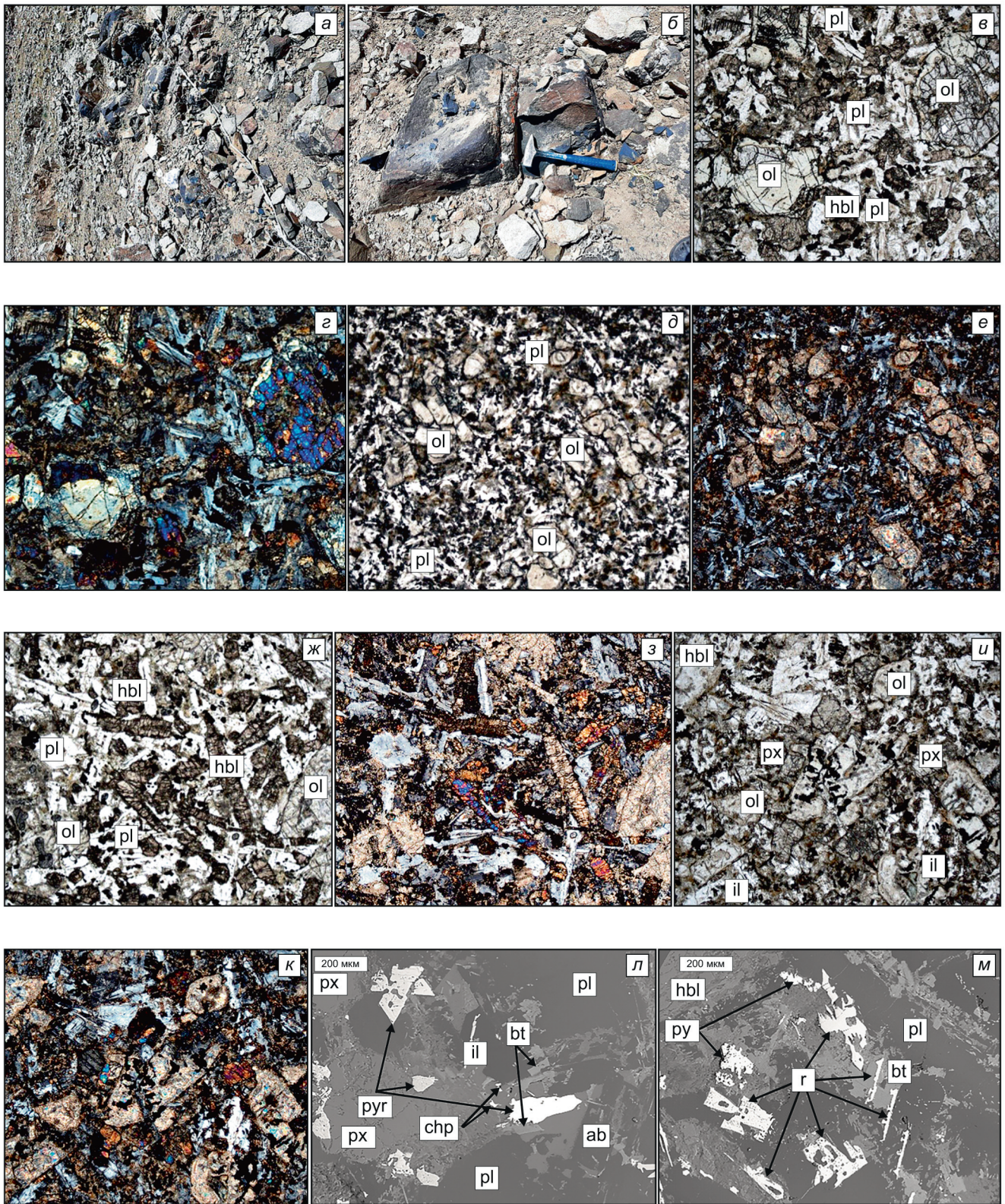


Рис. 4. Петрография дайки оливинового кампто-спессартиста. Элементы залегания (а, б) и внедрения поздней фазы лампрофировой магмы (б); микрофотографии структурно-текстурных особенностей под микроскопом, структура порфирировая, лампрофировая; вкрапленники представлены оливином, керсутитом, титанавгитом и плагиоклазом (в-к). Крупные порфиробласты измененного оливина и удлиненно-призматических зерен роговой обманки и плагиоклаза; порфиновые включения состоят из оливина и удлиненно-призматических зерен роговой обманки и плагиоклаза; форма аксессуарных минералов (пирротин, пирит, рутил, ильменит, сфен) в основной массе (л, м). Снято на микроанализаторе «Jeol-8800Rh» (Япония), оператор Ким М.А. Микрофотографии препаратов были сделаны под микроскопом Nikon ECLIPSE LV100NPOL с анализатором и без него, 40-кратное увеличение. рх — пироксен, пл — плагиоклаз, hbl — роговая обманка, bt — биотит, ab — альбит, chp — сфен, pyr — пирротин, py — пирит, il — ильменит, r — рутил

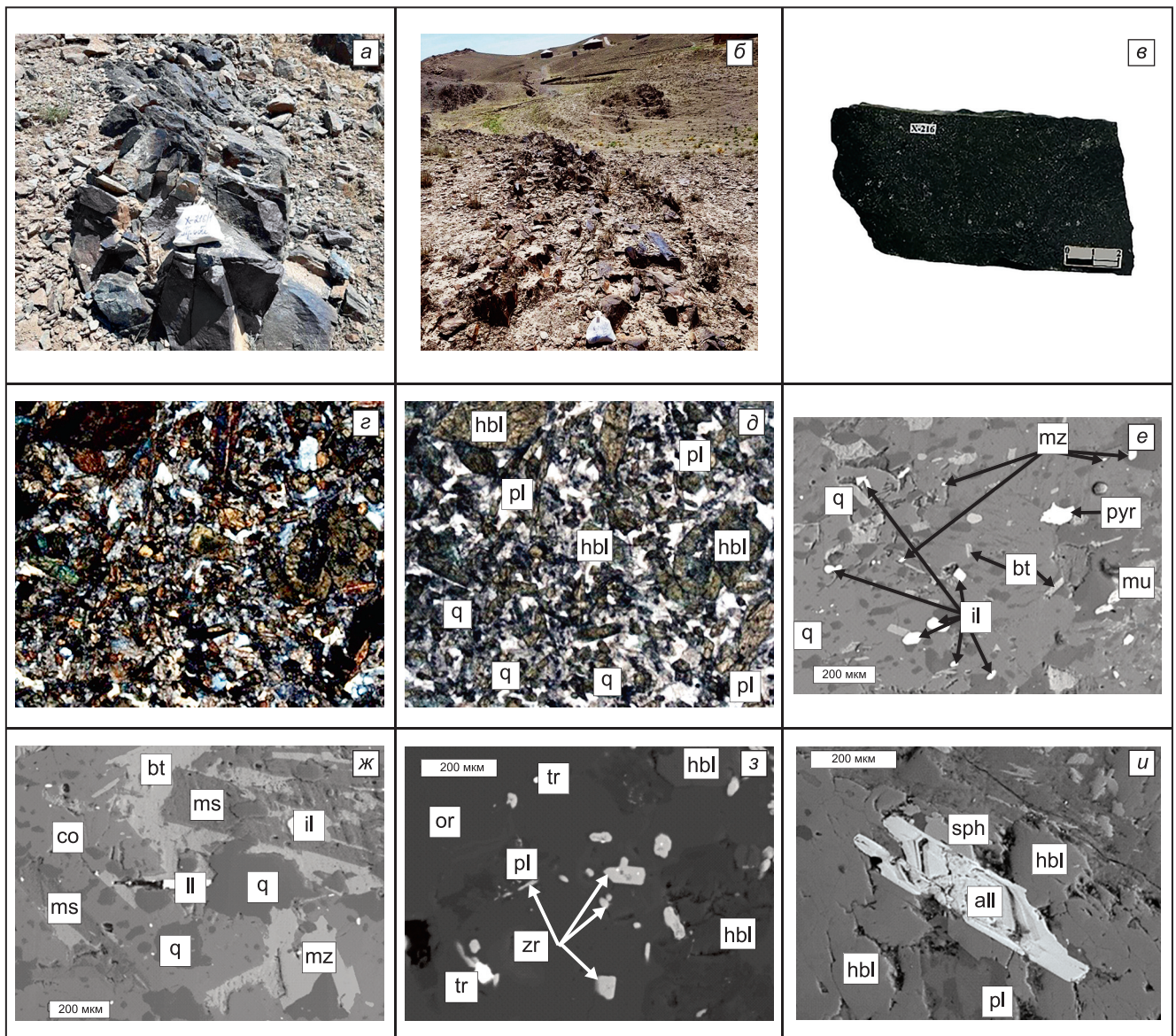


Рис. 5. Петрографические характеристики спессартитовых даек бассейна р. Тимсай: морфология даек (а, б), образец спессарти-та (в), состав и структура под микроскопом (г, д). Ув. 40^x. Морфология акцессорных и рудных минералов, снимки микронзондового определения (е, ж, з, и). Hbl — роговая обманка, pl — плагиоклаз, or — ортоклаз, bt — биотит, mu, ms — мусковит, q — кварц, co — кордиерит, il — ильменит, all — алланит (ортит), mz — моноцит, ll — лёлингит, zr — циркон, tr — торит, pyr — пирротин

Биотит почти не встречается в порфировых выделениях, но образует в основной массе зерна, среди которых имеется первично магматические (высоко-титанистые и магнезиальные) и вторичные разновидности (табл. 3, 9–12). Плагиоклаз представлен несколькими генерациями, ранние — лабрадором и андезином, поздние — альбитом (табл. 3, 5–8). Он образует призматические зерна в основной массе (рис. 4, з, к)

Акцессорные минералы встречаются в основной массе (табл. 3), большинство из них зафиксированы под микроанализатором. Рутил относится к сагени-товому типу, встречается очень часто. Он образует призматические, столбчато-игольчатые и коленчато-двойные (рис. 4, м), изогнутые агрегаты и пластинки. Сагениит представляет собой тип игольчатых зерен, образующих взаимные пары. Ильменит образует

вытянутые зерна с высоким содержанием марганца 1,37% и содержанием ванадия до 0,5% по массе. Некоторые зерна содержат в своем химическом составе небольшое количество кремния, алюминия и кальция, что свидетельствует о наличии в их составе вторичных микровключений (табл. 3). Пирротин образует неправильно-призматические и коленчатые зерна со смесью Co, Ni и Cu ($S = 39,33$; $Fe = 60,17$; $Co = 0,35$; $Ni = 0,12$; $Cu = 0,05$; $\Sigma = 100,02$). Халькопирит встречается в основной массе в виде мелких призматических зерен с примесью цинка ($S = 36,16$; $Fe = 29,08$; $Cu = 32,64$; $Zn = 2,05$; $\Sigma = 99,94$). Пирит образует зерна неправильной формы (рис. 4, м).

Спессартиты являются одними из самых распространенных среди известково-щелочных лампрофировых даек (малхиты, керсантиты). Они встречаются за пределами Зирабулакского интрузива, среди оса-

дочно-метаморфических пород, вблизи сел Ингичка, Чангаллы, Тим, Узумли и Лапас. Часто встречаются в интрузивах Кетманчинского, Кудукчинского, Карнабского, Акмазарского, Майзакского и других массивах. Практически они имеют субмеридиональные простирания, редко субширотные (рис. 5).

Спессартиты образуют три параллельные дайки субмеридионального простирания в известняках алтыаульской свиты в окрестностях села Тим (рис. 5, а, б). Они простираются до 500–600 м, иногда до 1 км, мощность обычно составляет 1,0–2,5 м.

Структура мелкозернистая, порфировая. Породы содержат роговую обманку (до 55–60%) и средний плагиоклаз (до 40–42%), реже пироксен, биотит, калиевый полевой шпат и кварц. Обыкновенная роговая обманка образует зеленые и коричнево-зеленые зерна в порфировых выделениях, иногда размер достигают 0,7 см. Плагиоклаз-андезин (табл. 4, 1–3) составляет основную часть породы и образует призматические, иногда таблитчатые зерна (рис. 5). По ним развиты серицит и карбонат. Пироксен встречается редко, обычно уралитизирован. Биотит встречается в основной массе в виде мелких листочков, содержание титана и магния низкие (табл. 4, 4), что свидетельствует о вторичном биотите. По ним развиты хлориты и карбонаты. Мусковит встречается в виде длинных листов (рис. 5, е, ж), отличается высоким содержанием кремния, алюминия и относительно высоким содержанием железа (табл. 4, 5–7). Калий-натриевый полевой шпат (ортоклаз) встречается в очень малых количествах, обычно пелитизирован (табл. 4, 8, 9). Кварц очень часто встречается в основной массе (рис. 5, е, ж). Самое главное — встречаются относительно крупные призматические зерна секанинаита (рис. 5, ж), выявленные под микроанализатором. Он характеризуется высоким содержанием двухвалентного железа и алюминия (табл. 4, 10–12). Содержание кварца, калиевого полевого шпата и биотита в породе увеличивается в зоне контакта вмещающих пород, где содержится секанинаит.

Из акцессорных минералов в виде мелких зерен встречаются ильменит, алланит, циркон, сфен, моноксит, ксенотим, торит и апатит. Кроме того, из сульфидных минералов встречаются пирротин, никелин, лёлингит и халькопирит. Апатит встречается в виде удлиненных иголек и округлых формах (рис. 5, з, д) и содержит примеси железа, лантана, церия, неодима (табл. 4, 23). Широко распространен ильменит, образующий призматические и округлые зерна (рис. 5, е, ж). В химическом составе содержит ванадий и тантал (табл. 4, 13, 14). Циркон встречается в виде очень мелких зерен (рис. 5, з) и содержит небольшое количество гафния (табл. 4, 15, 16). Моноциты встречаются в мелких округлых формах (рис. 5, е, и). Содержание РЗЭ составляет 66,37%, что является высоким показателем (табл. 5, 18). По химическому составу существуют два вида ксенотима, один из которых являются иттриевыми, а другой —

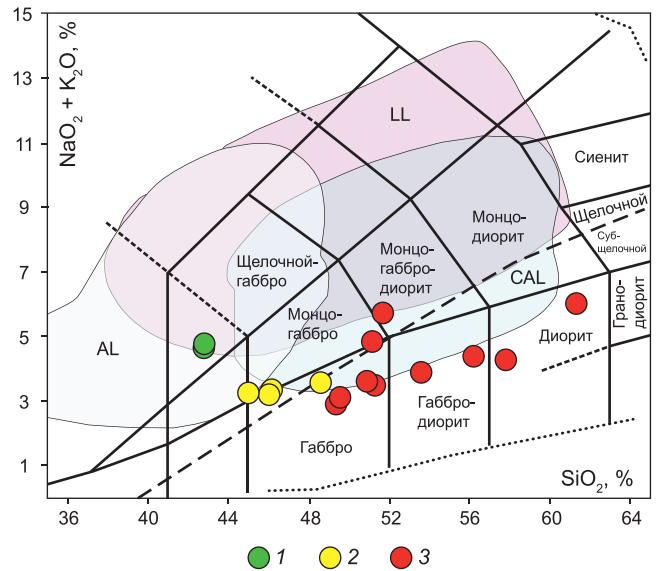


Рис. 6. TAS-диаграмма для известково-щелочных и щелочных лампрофиров Зирабулакского плутона [Le Bas et al., 1992]. Поля: AL — щелочных лампрофиров, LL — лампроитов, CAL — известково-щелочных лампрофиров. Пунктиром показана граница щелочных и субщелочных пород. 1 — мончикиты, 2 — оливиновые кампто-спессартиты, 3 — спессартиты

церий-лантановым (табл. 4, 19–22). Содержание РЗЭ более 60%. Пирротин имеет неправильную округлую форму (рис. 5, е). Характерной особенностью является то, что в химическом составе содержатся примеси кремния, кобальта, никеля, меди, мышьяка и алюминия (табл. 5, 1–5). Торит встречается в виде мелких зерен (рис. 5, з). Лёлингит — относительно редкий акцессорный минерал (рис. 5, ж), мышьяковистый колчедан (от названия немецкого города Лёллинг) — диарсенид железа. Состав Fe = 12,3%, As = 72,82%; характерны примеси серы, кобальта, никеля (табл. 5, 6–8). Форма призматическая, игольчатая (рис. 5, ж). Минерал никелина и халькопирита встречается в виде очень мелких зерен (табл. 5), содержащих примеси тех или иных элементов. Алланит имеет зональное строение (рис. 5, и), химический состав его приведен в табл. 4, 17.

Петрохимия даек. По химическому составу (табл. 6) мончикиты Зирабулакского плутона относятся к щелочным лампрофирам калиево-натриевой серии (Na_2O/K_2O — 1,09–1,43), оливиновые кампто-спессартиты являются переходными разновидностями к субщелочным, спессартиты — к известково-щелочным лампрофирам (рис. 6). Содержание кремнезема в мончикитах составляет 42,90%, возрастает до 46,60% в оливиновых кампто-спессартитах, до 52,56% в спессартитах, что обусловлено появлением плагиоклазов от основных до средне-кислых, биотита, калий-натриевого полевого шпата и кварца. По содержанию TiO_2 мончикиты являются высокотитанистыми (2,90%), тогда как в оливиновых кампто-спессартитах в среднем 2,16%, а в спессартитах колеблется в широких пределах от 0,65 до 2,30, в среднем 1,19%.

Таблица 4

Химический состав породообразующих и аксессуарных минералов спессартитов бассейна р.Тимсай (результаты микронзондового определения)

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 68,16 | 65,62 | 64,29 | 35,74 | 46,47 | 47,05 | 46,41 | 64,76 | 63,75 | 48,65 | 47,52 | 47,34 | | | 32,52 | 32,90 | 28,61 |
| TiO ₂ | | | | 1,63 | | 0,70 | 0,30 | | | | | | 51,53 | 50,92 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 19,95 | 22,00 | 22,02 | 20,88 | 35,21 | 36,00 | 35,88 | 18,50 | 18,60 | 31,21 | 32,07 | 31,82 | | | 0,93 | 0,65 | 15,72 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,11 | 0,30 | 0,28 | | 1,19 | 1,30 | 1,28 | 0,14 | 0,27 | | | | | | 1,30 | 0,23 | |
| FeO | | | | 20,93 | | | | | | 11,67 | 11,90 | 11,88 | 46,20 | 45,99 | | | 8,86 |
| MnO | | | | 0,03 | | | | | | 0,21 | 0,13 | | 0,50 | 0,56 | | | |
| MgO | | | | 7,51 | 1,88 | 1,66 | 1,87 | | | 6,26 | 6,41 | 6,34 | | | | | |
| CaO | 1,81 | 2,83 | 2,34 | | | | | | | | | | | | | | 9,60 |
| Na ₂ O | 9,43 | 9,24 | 10,21 | | 0,85 | 0,67 | 0,74 | 1,08 | 0,76 | | | | | | | | |
| K ₂ O | | | | 10,02 | 10,77 | 10,32 | 10,77 | 16,16 | 16,21 | | | | | | | | 0,43 |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | | | | | | | | | | 5,68 |
| BaO | | | | | | | | 0,12 | 0,37 | | | | | | | | |
| V ₂ O ₃ | | | | 0,03 | | | | | | | | | 0,75 | 0,86 | | | |
| Ta ₂ O ₅ | | | | | | | | | | | | | 0,38 | 0,29 | | | |
| ZrO ₂ | | | | | | | | | | | | | | | 61,73 | 64,43 | |
| HfO ₂ | | | | | | | | | | | | | | | 2,27 | 1,78 | |
| Σ | 99,46 | 100,00 | 99,14 | 96,58 | 96,39 | 97,71 | 97,24 | 100,76 | 99,95 | 98,01 | 98,02 | 97,38 | 99,35 | 98,62 | 98,75 | 100,00 | 99,81 |

| Оксиды | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 0,52 | | | | | |
| CaO | 0,65 | | | 1,69 | 1,95 | 54,75 |
| P ₂ O ₅ | 27,46 | 35,71 | 30,87 | 30,96 | 28,52 | 40,27 |
| Fe ₂ O ₃ | | | 0,61 | 1,46 | 0,78 | 0,86 |
| Y ₂ O ₃ | 4,20 | 51,73 | 45,18 | 2,52 | 2,10 | |
| La ₂ O ₃ | 10,25 | | | 12,77 | 13,02 | 0,19 |
| Ce ₂ O ₃ | 27,18 | | | 27,31 | 27,80 | 0,02 |
| Pr ₂ O ₃ | 3,21 | | | 2,34 | 2,65 | |
| Nd ₂ O ₃ | 16,07 | | | 10,31 | 10,18 | 0,01 |
| Sm ₂ O ₃ | 3,67 | | 0,72 | 1,51 | 1,32 | |
| Gd ₂ O ₃ | 1,79 | 1,18 | 5,41 | 1,05 | 1,00 | |
| Dy ₂ O ₃ | | 4,97 | 7,82 | | | |
| Ho ₂ O ₃ | | 1,35 | 1,37 | | | |
| Er ₂ O ₃ | | 3,64 | 3,56 | | | |
| Yb ₂ O ₃ | | 2,02 | 2,16 | | | |
| Eu ₂ O ₃ | | | 0,85 | | | |
| Tb ₂ O ₃ | | | 1,28 | | | |
| ThO ₂ | 2,97 | | 0,56 | 7,56 | 10,82 | |
| UO ₂ | 0,64 | | 0,03 | 0,81 | 0,59 | |
| SO ₃ | 0,30 | | | | | |
| Σ | 98,92 | 100,60 | 100,41 | 100,28 | 100,74 | 95,94 |

Примечание. 1–3 — плагиоклаз; 4 — биотит; 5–7 — мусковит; 8, 9 — ортоклаз; 10–12 — кордиерит; 13, 14 — ильменит; 15, 16 — циркон; 17 — алланит (ThO₂=0,55, UO₂=0,24, La₂O₃=13,79, Ce₂O₃=10,81, Pr₂O₃=1,44, Nd₂O₃=3,93, Sm₂O₃=0,15); 18, 21, 22 — моноцит-Се; 19–20 — ксенотим-У; 23 — апатит.

Практически изучаемые лампрофиры по всем оксидам различаются, но особенно по магнезию, кальцию и калию. Практически все лампрофиры умеренно глинозёмистые ($al' = 0,49-1,30$), меланократовые по фемичности (f' до 25,90). Мончикиты являются типично нефелин нормативными, тогда как оливиновые кампто-спессартиты корунд, а спессартиты диопсид ? нормативными (табл. 6).

Распределение содержание элементов-примесей (табл. 6) в лампрофирах показывает незначительные отклонения (рис. 7), это заметно по бериллию, цезию, барию, бору, молибдену, вольфраму, урану и др. Мончикиты характеризуются умеренно повышенным содержанием стронция, цезия, бора, кобальта, никеля, тантала, гафния, серебра, селена и теллура, для оливиновых кампто-спессартитов характерны относительно повышенные содержания лития, цезия, ванадия, хрома, кобальта, молибдена, серебра, селена, спессартиты отличаются положительным пиком бария, гафния, тория, урана, серебра, теллура и резким отрицательным ниобия (рис. 7). В мончикитах среднее содержание неодима 58,50 г/т, в кампто-спессартитах 26,20 г/т, в спессартитах 19,20 г/т; ниобия — 90 г/т, 27,70 и 8,45 г/т соответственно; тантала — 5,50, 1,76 и 0,57 г/т; вольфрама — 3,25, 0,97 и 1,28 г/т и т. д.

Высокое содержание U в спессартитах, возможно, объясняется тем, что дайки встречаются в пределах гранитоидных массивов, которые специализированы U и торию. Концентрации тория и урана в мончикитах и оливиновых кампто-спессартитах ниже кларка (табл. 6), а в спессартитах выше. Концентрации U и Th сильно положительно коррелируют и радиоактивность в лампрофирах обусловлена U

Таблица 5

Химический состав сульфидных минералов спессартитов бассейна р.Тимсай (результаты микронзондового определения)

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
| Si | | 0,57 | 1,15 | | 0,72 | | | | | | | |
| S | 38,62 | 48,47 | 47,08 | 39,78 | 35,10 | 0,34 | 0,38 | 0,33 | 0,06 | 0,02 | 36,60 | 35,05 |
| Fe | 60,90 | 43,61 | 40,63 | 56,88 | 46,85 | 12,19 | 12,19 | 12,53 | 0,35 | 0,65 | 29,66 | 31,66 |
| Co | 0,06 | | 0,12 | | 0,05 | 8,47 | 8,50 | 7,97 | 0,94 | 0,57 | | |
| Ni | 0,33 | 0,53 | 1,11 | 0,28 | 0,37 | 6,30 | 6,33 | 6,38 | 41,33 | 41,39 | | |
| Cu | 0,05 | 0,57 | 0,68 | | 0,20 | | | | | | 31,64 | 32,12 |
| As | 0,03 | 0,27 | | 0,13 | 0,22 | 72,70 | 73,36 | 72,78 | 56,46 | 56,87 | | |
| Al | | 0,21 | | | 0,21 | | | | | | | |
| Sb | | | | | | | | | 0,69 | 0,71 | | |
| Zn | | | | | | | | | | | 1,84 | 1,17 |
| Ag | | | | | | | | | | | 0,11 | |
| Σ | 100,00 | | 90,77 | 96,96 | 83,72 | 100,00 | 100,75 | 100,00 | 99,84 | 100,21 | 99,86 | 100,00 |

Примечание. 1-5 — пирротин, смесь, 6-8 — лёллингит, 9, 10 — никелин, 11, 12 — халькопирит.

Таблица 6

Химический состав известково-щелочных и щелочных лампрофиров Зирабулакского плутона

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|---------------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 42,92 | 42,89 | 48,7 | 46,3 | 46,2 | 45,2 | 50,4 | 50,3 | 50,0 | 49,59 | 49,66 | 51,80 | 59,50 | 55,38 | 56,39 |
| TiO ₂ | 2,84 | 2,95 | 2,17 | 2,17 | 2,08 | 2,23 | 0,87 | 0,73 | 0,76 | 0,85 | 0,80 | 1,60 | 2,30 | 2,15 | 0,65 |
| Al ₂ O ₃ | 11,16 | 11,50 | 12,9 | 14,1 | 14,0 | 14,6 | 11,4 | 14,9 | 13,1 | 18,07 | 15,19 | 14,68 | 10,92 | 14,04 | 11,35 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,25 | 6,94 | 3,33 | 3,11 | 2,87 | 3,63 | 4,20 | 4,10 | 3,40 | 0,39 | 0,83 | 4,08 | 1,74 | 0,25 | 0,92 |
| FeO | 9,05 | 6,46 | 9,43 | 9,36 | 9,22 | 9,07 | 4,20 | 4,10 | 3,40 | 6,60 | 6,78 | 7,20 | 3,88 | 5,68 | 6,49 |
| MnO | 0,06 | 0,05 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,17 | 0,13 | 0,14 | 0,15 | 0,10 | 0,12 | 0,06 | 0,04 | 0,13 | 0,13 |
| MgO | 9,38 | 9,55 | 7,50 | 7,50 | 7,40 | 6,90 | 9,00 | 7,40 | 7,70 | 6,10 | 7,40 | 4,10 | 5,00 | 9,03 | 8,83 |
| CaO | 10,16 | 10,06 | 7,10 | 7,10 | 6,90 | 7,80 | 10,7 | 7,80 | 12,10 | 11,86 | 11,20 | 6,58 | 4,38 | 11,90 | 8,96 |
| Na ₂ O | 2,37 | 2,74 | 2,12 | 2,07 | 2,04 | 2,15 | 3,00 | 3,20 | 2,90 | 2,20 | 2,79 | 2,60 | 2,88 | 1,70 | 3,18 |
| K ₂ O | 2,18 | 1,91 | 1,38 | 1,22 | 1,11 | 1,01 | 0,47 | 1,60 | 0,64 | 0,68 | 0,30 | 3,02 | 3,06 | 0,26 | 1,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,83 | 0,86 | 0,30 | 0,25 | 0,52 | 0,39 | 0,11 | 0,09 | 0,08 | 0,21 | 0,18 | 0,66 | 0,39 | 0,13 | 0,10 |
| CO ₂ | 2,67 | 2,52 | 1,20 | 2,50 | 2,30 | 1,50 | 0,10 | 0,12 | 0,14 | 1,20 | 3,58 | 0,06 | 1,18 | 0,91 | - |
| SO ₃ | - | - | 0,05 | 0,04 | 0,07 | 0,04 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,32 | - | - | - | - |
| П.п.п. | 3,88 | 3,37 | 4,00 | 4,30 | 4,70 | 4,80 | 5,12 | 5,20 | 4,95 | 2,63 | 3,96 | 3,22 | 5,50 | 1,99 | 0,45 |
| Σ | 99,08 | 99,28 | 100,76 | 100,69 | 99,87 | 100,09 | 99,90 | 99,88 | 99,52 | 99,52 | 99,58 | 99,66 | 100,7 | 98,55 | 100,0 |
| Основные петрохимические коэффициенты | | | | | | | | | | | | | | | |
| a ^r | 0,49 | 0,50 | 0,64 | 0,71 | 0,72 | 0,74 | 0,66 | 0,96 | 0,90 | 1,38 | 1,01 | 0,95 | 1,03 | 0,94 | 0,70 |
| f ^p | 25,52 | 25,90 | 22,43 | 22,14 | 21,57 | 21,83 | 18,27 | 16,33 | 15,26 | 13,94 | 15,81 | 16,98 | 12,92 | 17,11 | 16,89 |
| Na ₂ O+K ₂ O | 4,55 | 4,65 | 3,50 | 3,29 | 3,15 | 3,16 | 3,47 | 4,8 | 3,54 | 2,88 | 3,09 | 5,62 | 5,94 | 1,96 | 4,24 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1,09 | 1,43 | 1,54 | 1,70 | 1,84 | 2,13 | 6,38 | 2,00 | 4,53 | 3,24 | 9,30 | 0,86 | 0,94 | 6,54 | 3,00 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 0,47 | 1,07 | 0,35 | 0,33 | 0,31 | 0,40 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 0,06 | 0,12 | 0,57 | 0,45 | 0,04 | 0,14 |
| Нормативный состав | | | | | | | | | | | | | | | |
| Кварц | | | 4,88 | 5,88 | 7,26 | 2,66 | 1,77 | 0,47 | 1,05 | 1,51 | 3,58 | 5,48 | 18,5 | 10,21 | 3,69 |
| Плагиоклаз | 17,86 | 22,31 | 39,39 | 35,04 | 33,1 | 44,6 | 41,64 | 48,64 | 45,38 | 56,04 | 51,65 | 41,47 | 32,2 | 44,3 | 40,47 |
| Ортоклаз | 12,88 | 11,29 | 8,16 | 7,21 | 6,56 | 5,97 | 2,78 | 9,46 | 3,78 | 4,02 | 1,77 | 17,85 | 18,08 | 1,54 | 6,26 |
| Нефелин | 8,43 | 7,76 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Корунд | - | - | - | 2,91 | 3,56 | 0,25 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Диопсид | 25,37 | 24,15 | 3,17 | - | - | - | 27,97 | 12,48 | 29,75 | 10,18 | 3,02 | 6,94 | 3,07 | 18 | 24,42 |
| Гиперстен | - | - | 28,12 | 29,72 | 29,56 | 27,16 | 12,07 | 15,48 | 7,38 | 20,61 | 27,41 | 14,02 | 12,89 | 20,57 | 20,28 |
| Оливин | 14,11 | 9,70 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ильменит | 5,39 | 5,60 | 4,12 | 4,12 | 3,95 | 4,24 | 1,65 | 1,39 | 1,44 | 1,61 | 1,52 | 3,04 | 4,37 | 4,08 | 1,23 |
| Магнетит | 6,16 | 10,06 | 4,83 | 4,51 | 4,16 | 5,26 | 6,09 | 5,94 | 4,93 | 0,57 | 1,2 | 5,92 | 2,52 | 0,36 | 1,33 |
| Апатит | 1,92 | 1,99 | 0,70 | 0,58 | 1,20 | 0,90 | 0,25 | 0,21 | 0,19 | 0,49 | 0,42 | 1,53 | 0,9 | 0,3 | 0,23 |
| Кальцит | - | - | 2,73 | 5,69 | 5,23 | 3,41 | 0,23 | 0,27 | 0,32 | 2,73 | 8,14 | 0,14 | 2,68 | 2,07 | - |

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|------------------|------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|------|------|------|
| Элементы-примеси | | | | | | | | | | | | | | | |
| Li | 52,0 | 46,0 | 74,0 | 67,0 | 43,0 | 50,0 | 25,00 | 80,00 | 53,00 | 20,00 | 43,00 | 77,00 | 54,0 | 60,0 | 43,0 |
| Be | 2,70 | 2,10 | 1,60 | 1,40 | 1,50 | 2,40 | 0,88 | 0,98 | 1,20 | 0,84 | 0,89 | 1,50 | 4,60 | 0,65 | 1,10 |
| Rb | 100 | 150 | 60,0 | 52,0 | 53,0 | 160 | 34,00 | 65,00 | 87,00 | 59,00 | 170,00 | 85,00 | 130 | 47 | 43 |
| Sr | 1100 | 1200 | 550 | 550 | 450 | 140 | 370 | 390 | 330 | 450 | 540 | 320 | 610 | 280 | 520 |
| Cs | 17,0 | 19,0 | 21,0 | 16,0 | 25,0 | 24,0 | 1,80 | 3,30 | 8,60 | 3,80 | 8,10 | 4,60 | 3,10 | 6,60 | 2,70 |
| Ba | 720 | 790 | 380 | 330 | 230 | 570 | 210,0 | 590,0 | 510,0 | 200,0 | 390,0 | 620,0 | 180 | 480 | 480 |
| B | 35,0 | 35,0 | 27,0 | 26,0 | 24,0 | 47,0 | 13,00 | 11,00 | 13,00 | 14,00 | 11,00 | 14,00 | 15,0 | 15,0 | 19,0 |
| V | 70,0 | 70,0 | 190 | 230 | 220 | 60,0 | 170,0 | 160,0 | 160,0 | 160,0 | 150,0 | 140,0 | 70,0 | 190 | 170 |
| Cr | 26,0 | 29,0 | 230 | 220 | 220 | 57,0 | 180,0 | 170,0 | 190,0 | 160,0 | 170,0 | 170,0 | 50,0 | 1400 | 890 |
| Ni | 140 | 170 | 140 | 140 | 130 | 19,0 | 190 | 140,0 | 200 | 140,0 | 160,0 | 160,0 | 110 | 98,0 | 120 |
| Co | 39,0 | 41,0 | 47,0 | 46,0 | 42,0 | 7,40 | 34,00 | 33,00 | 35,00 | 23,00 | 31,00 | 26,00 | 20,0 | 38,0 | 28,0 |
| Ni/ Co | 3,58 | 4,15 | 2,98 | 3,04 | 3,09 | 2,56 | 5,58 | 4,24 | 5,71 | 6,08 | 5,16 | 6,15 | 5,50 | 2,58 | 4,28 |
| Nb | 93,0 | 85,0 | 37,0 | 36,0 | 28,0 | 10,0 | 5,50 | 4,60 | 5,60 | 4,80 | 4,90 | 5,10 | 35,0 | 5 | 5,60 |
| Ta | 5,70 | 5,30 | 2,30 | 2,20 | 1,70 | 1,84 | 0,39 | 0,41 | 0,36 | 0,36 | 0,37 | 0,40 | 2,10 | 0,30 | 0,42 |
| Sc | 20,0 | 21,0 | 24,0 | 23,0 | 22,0 | 7,00 | 29,00 | 21,00 | 27,00 | 22,00 | 25,00 | 19,00 | 21,0 | 33,0 | 29,0 |
| Y | 35,0 | 33,0 | 31,0 | 29,0 | 32,0 | 15,0 | 18,00 | 14,00 | 17,00 | 17,00 | 16,00 | 12,00 | 22,0 | 5,0 | 5,60 |
| La | 68,0 | 64,0 | 29,0 | 27,0 | 23,0 | 28,0 | 13,00 | 11,00 | 14,00 | 15,00 | 13,00 | 52,0 | 5,00 | 6,10 | 15,0 |
| Ce | 130 | 130 | 58,0 | 56,0 | 47,0 | 57,0 | 32,00 | 27,00 | 32,00 | 33,00 | 31,00 | 110 | 33,0 | 41,0 | 33,0 |
| Pr | 15,0 | 14,0 | 7,00 | 6,60 | 5,70 | 6,90 | 4,00 | 3,30 | 3,90 | 4,00 | 3,80 | 13,0 | 4,30 | 4,90 | 4,00 |
| Nd | 58,0 | 59,0 | 28,0 | 27,0 | 24,0 | 26,0 | 16,00 | 12,00 | 15,00 | 15,00 | 14,00 | 52,0 | 16,0 | 19,0 | 14,0 |
| Sm | 13,0 | 12,0 | 6,50 | 6,20 | 6,00 | 5,90 | 4,00 | 2,80 | 3,60 | 3,30 | 3,30 | 9,80 | 3,80 | 4,30 | 3,10 |
| Eu | 3,00 | 2,60 | 2,00 | 1,90 | 1,90 | 1,10 | 0,94 | 0,80 | 0,92 | 0,84 | 0,87 | 2,30 | 0,85 | 0,99 | 0,80 |
| Gd | 10,0 | 10,0 | 6,80 | 6,30 | 6,60 | 4,90 | 3,70 | 2,80 | 3,30 | 3,40 | 3,20 | 8,20 | 3,40 | 3,70 | 2,70 |
| Tb | 1,60 | 1,70 | 0,99 | 0,97 | 1,00 | 0,65 | 0,56 | 0,45 | 0,56 | 0,52 | 0,47 | 1,20 | 0,52 | 0,56 | 0,40 |
| Dy | 9,10 | 8,00 | 6,10 | 6,00 | 6,50 | 3,30 | 3,80 | 3,10 | 3,30 | 3,40 | 3,10 | 5,30 | 3,20 | 3,50 | 2,40 |
| Ho | 1,30 | 1,20 | 1,10 | 1,10 | 1,20 | 0,51 | 0,68 | 0,55 | 0,67 | 0,63 | 0,62 | 0,85 | 0,57 | 0,63 | 0,46 |
| Er | 3,00 | 2,90 | 3,00 | 2,90 | 3,10 | 1,40 | 1,70 | 1,60 | 1,80 | 1,70 | 1,60 | 2,30 | 1,60 | 1,90 | 1,30 |
| Tm | 0,43 | 0,39 | 0,360 | 0,360 | 0,40 | 0,17 | 0,27 | 0,24 | 0,25 | 0,27 | 0,23 | 0,30 | 0,22 | 0,25 | 0,19 |
| Yb | 2,50 | 2,10 | 2,30 | 2,20 | 2,50 | 1,20 | 1,60 | 1,50 | 1,60 | 1,50 | 1,50 | 1,60 | 1,60 | 1,80 | 1,30 |
| Lu | 0,27 | 0,24 | 0,340 | 0,310 | 0,34 | 0,16 | 0,23 | 0,22 | 0,28 | 0,21 | 0,26 | 0,24 | 0,21 | 0,24 | 0,20 |
| ΣNYE | 315 | 308 | 151 | 144 | 129 | 137 | 82 | 67 | 81 | 83 | 77 | 259 | 74 | 89 | 79 |
| La/ Ta | 12,0 | 12,0 | 12,61 | 12,27 | 13,5 | 15,21 | 8 | 7 | 9 | 10 | 9 | 3 | 3 | 3 | 12 |
| Mo | 2,5 | 4,0 | 4,60 | 4,00 | 3,60 | 2,30 | 5,80 | 7,60 | 3,40 | 3,90 | 4,90 | 3,10 | 0,8 | 0,83 | 0,86 |
| W | 3,30 | 3,20 | 0,66 | 0,63 | 0,60 | 2,00 | 1,90 | 1,20 | 0,71 | 1,80 | 0,57 | 0,92 | 3,30 | 0,59 | 0,58 |
| Zr | 300 | 280 | 200 | 190 | 190 | 66,0 | 56,00 | 60,00 | 54,00 | 56,00 | 63,00 | 100 | 560 | 77 | 83 |
| Hf | 7,40 | 6,60 | 4,20 | 4,20 | 4,20 | 2,40 | 1,70 | 1,80 | 1,50 | 1,60 | 1,90 | 3,00 | 15,0 | 2,20 | 2,20 |
| Tl | 0,53 | 0,94 | 0,42 | 0,41 | 0,43 | 0,76 | 0,31 | 0,58 | 0,62 | 0,40 | 1,40 | 0,76 | 0,97 | 0,52 | 0,38 |
| Th | 11,0 | 10,0 | 5,20 | 5,00 | 4,40 | 12,0 | 3,70 | 3,30 | 4,50 | 4,30 | 3,70 | 5,80 | 24,0 | 4,10 | 6,30 |
| U | 2,40 | 2,60 | 1,80 | 1,80 | 1,40 | 3,60 | 1,70 | 1,60 | 1,90 | 2,20 | 2,10 | 2,70 | 7,90 | 1,30 | 1,90 |
| Cu | 74,0 | 69,0 | 44,0 | 44,0 | 44,0 | 21,0 | 79,00 | 22,00 | 35,00 | 16,00 | 21,00 | 74,00 | 80,0 | 14 | 18 |
| Zn | 120 | 120 | 130 | 120 | 110 | 83 | 110 | 95 | 160 | 130 | 100 | 100 | 100 | 65 | 63 |
| Ga | 22,0 | 18,0 | 13,0 | 12,0 | 11,0 | 15,0 | 11,00 | 14,00 | 13,00 | 9,70 | 10,00 | 14,00 | 20,0 | 12 | 13 |
| Sn | 3,30 | 2,80 | 2,60 | 3,40 | 2,40 | 4,30 | 30,00 | 4,00 | 21,00 | 34,00 | 12,00 | 7,30 | 4,70 | 1,20 | 1,70 |
| Ag | 1,40 | 1,50 | 0,30 | 0,30 | 0,24 | 0,180 | 0,35 | 0,32 | 0,50 | 0,27 | 0,32 | 1,90 | 2,70 | 0,24 | 0,31 |
| Cd | 0,17 | 0,17 | 0,16 | 0,16 | 0,15 | 0,10 | 0,10 | 0,07 | 0,23 | 0,07 | 0,12 | 1,00 | 0,51 | 0,07 | 0,06 |
| In | 0,17 | 0,10 | 0,09 | 0,10 | 0,10 | 0,07 | 0,19 | 0,09 | 0,13 | 0,28 | 0,10 | 0,11 | 0,17 | 0,04 | 0,06 |
| Pb | 8,10 | 9,90 | 9,30 | 10,0 | 5,50 | 20,0 | 39,00 | 17,00 | 17,00 | 21,00 | 7,90 | 15,00 | 20,0 | 5,70 | 14,0 |
| As | 8,0 | 5,0 | 15,00 | 83,0 | 13,0 | 24,0 | 180,0 | 18,00 | 170,0 | 28,0 | 250,0 | 120,0 | 13,0 | 31,0 | 28,0 |
| Se | 12,0 | 10,0 | 3,50 | 3,80 | 3,20 | 3,90 | 3,90 | 3,80 | 3,10 | 2,80 | 3,70 | 3,90 | 1,8 | 1,0 | 0,50 |
| Sb | 0,54 | 0,560 | 0,24 | 0,33 | 0,35 | 0,67 | 2,50 | 0,68 | 1,80 | 2,00 | 0,94 | 21,00 | 2,40 | 1,40 | 2,0 |
| Bi | 0,09 | 0,10 | 0,07 | 0,13 | 0,09 | 0,35 | 0,28 | 0,18 | - | 0,31 | 0,25 | 5,40 | 0,30 | 0,09 | 0,11 |

Примечание. 1, 2 — мончикиты, 3–6 — оливиновые кампто-спессартиты, 7–15 — спессартиты.

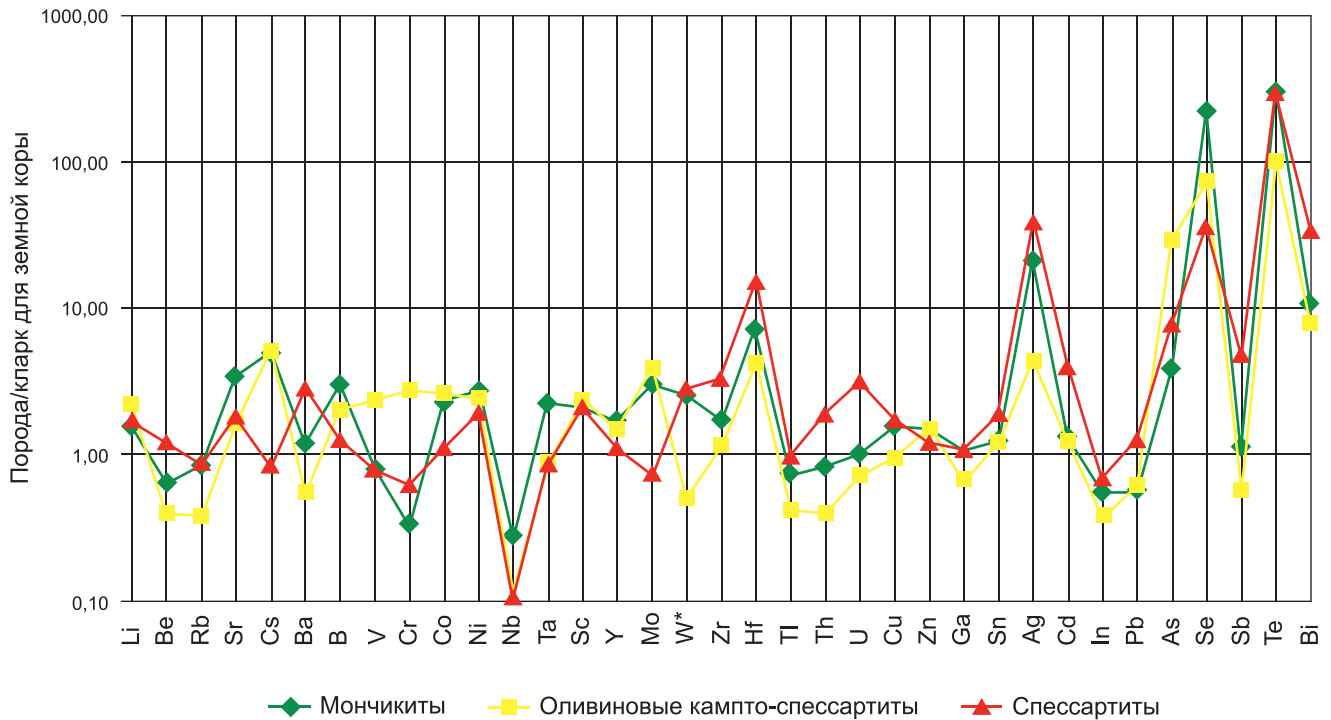


Рис.7. Спектр распределения элементов-примесей в известково-щелочных и щелочных лампрофирах Зирабулакского плутона

с отношением Th/U в среднем 5,25–3,09–2,56 соответственно. Сумма РЗЭ в мончикитах близка кларку (311,0 г/т), что свидетельствует о насыщенности РЗЭ в минералах носителей. По количеству малых и петрогенных элементов лампрофиры можно охарактеризовать как имеющие общую геохимическую специализацию на U, Th, W, Cs, Ag, Hf, Se, Te и редкоземельные металлы.

Геохимические особенности выражаются в значительном присутствии сидерофильных элементов примесей — хрома, никеля, кобальта и высоком значении величин Ni/Co и Cr/Ni (табл. 6). Как известно [Higazy, 1954], расплавы, возникающие в ходе кристаллизационный дифференциации первичных магм, имеют более низкие величины Ni/Co отношения по сравнению с первичными выплавками [Когарко, 1973]. В мончикитах Ni/Co отношения соответствуют 3,86, оливиновых кампто-спессартитах — 2,91, спессартитах — 5,03. Значения Ni/Co отношения более двух свидетельствуют о том, что дайки лампрофиров возникли в результате дифференциации щелочно-базальтовой магмы в глубинных мантийных очагах. Аналогичное поведение сидерофильных элементов Ni, Cr и Co с некоторой долей условности удовлетворяет механизму кристаллизационной дифференциации. Действительно, максимальные содержания Ni и Co отмечаются в более основных лампрофирах. Следуют отметить, что широкое колебание содержания элементов-примесей объясняется ассимиляцией первично мантийной магмы с коровым материалами.

Величина La/Ta отношения в мончикитах и оливиновых кампто-спессартитах находится в пределах 12,00–15,21 и в спессартитах 3,0–12,0, что свой-

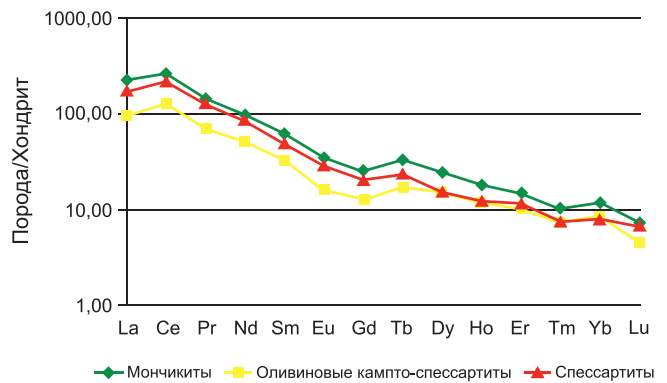


Рис. 8. Спектр распределения РЗЭ в известково-щелочных и щелочных лампрофирах Зирабулакского плутона

ственно для континентальных внутриплитных обстановок [Rock, 1986; Scarrow et al., 2011]. На спайдер-диаграмме РЗЭ нормализованных к хондриту отчетливо видна обогащенность мончикитов и оливиновых кампто-спессартитов легкими лантаноидами, что также отображает принадлежность пород к внутриплитному этапу магматизма с отсутствием явно выраженного европиевого минимума (рис. 8). Слабый европиевый минимум, Ni/Co>3 [Когарко, 1973] и оливин+титанавгит+керсутит+псевдолейцитовый и оливин+титанавгит+роговая обманка+биотитовый парагенезис, оливин-нефелин и гиперстен-корунд нормативный состав, свидетельствуют о верхнемантийном и подкоровом происхождении щелочных и субщелочных лампрофиров, соответственно.

Нормализованные хондритом РЗЭ (рис. 8) лампрофиров показывают характерное преобладание легких над тяжелыми лантаноидами, что типично

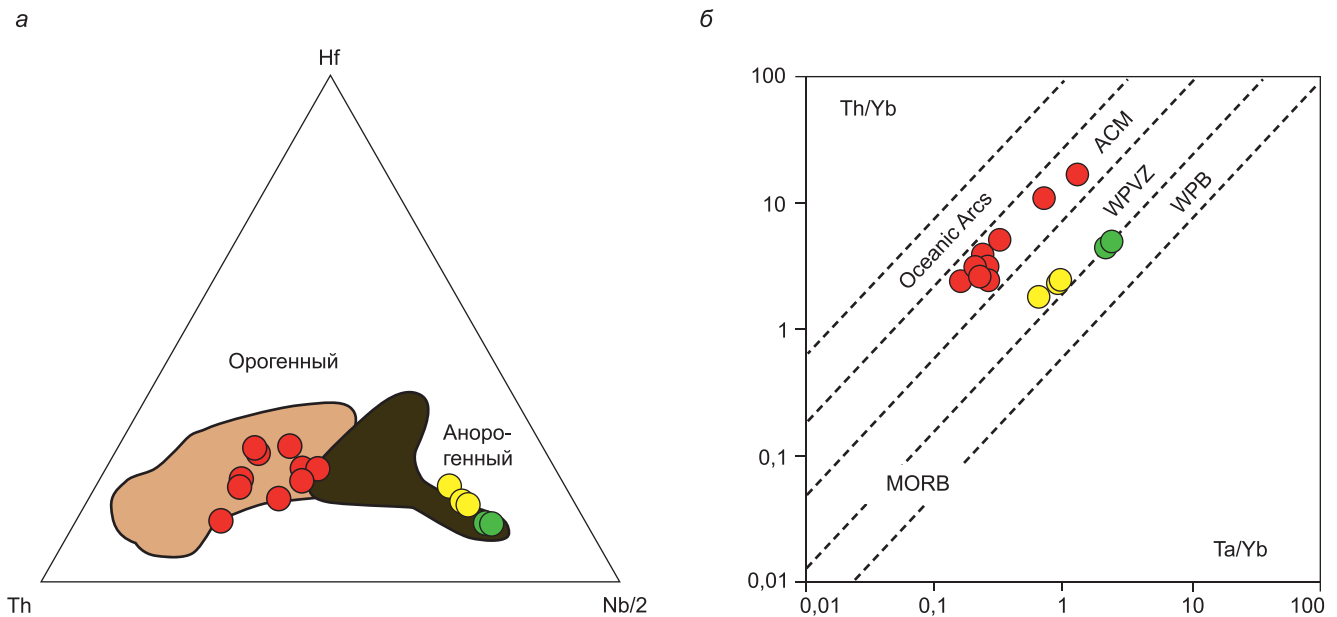


Рис. 9. Геодинамические диаграммы Hf-Th-Nb/2 [Krmíček et al., 2011, 2020], Ta/Yb — Th/Yb [Schandl et al., 2002] для известково-щелочных и щелочных лампрофиров Зирабулакского плутона. Поля: а — слева орогенные лампрофиры Богемского массива, справа анорогенные (внутриплитные) лампрофиры Богемского массива; б — Oceanic Arcs — океанические дуги, ACM (Active Continental Margins) — активные континентальные окраины, WPVZ (Within-Plate Vulkanic Zones) внутриплитные вулканические зоны, WPB (Within-Plate Bazalts) внутриплитные базальты, MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts) срединно-океанические базальты

для низкой степени частичного плавления мантийного источника и согласуется с данными [Рокк, 1991]. Характеризуется отсутствием отрицательного Eu минимума. Спектр распределения РЗЭ (рис. 8) в известково-щелочных и щелочных лампрофиров Зирабулакского плутона показывает, что мончикиты и спессартиты обогащены более легкими лантаноидами, чем оливиновые кампто-спессартиты, при этом в мончикитах повышенное содержание тяжелых лантаноидов сохраняется, у оливиновых кампто-спессартитах и спессартитах — более низкое и совмещаются кривые.

Обсуждение результатов. Дайки лампрофиров, представленные спессартитами, относятся к наиболее поздним образованиям, связанным с активизацией (возрождением) орогенных мантийно-коровых очагов щелочно-базальтоидных магм. Отличительные черты химического состава пород, породообразующих фемических и салических минералов даек основных лампрофиров (мончикиты и кампто-спессартиты) Зирабулакского плутона указывают на формирование лампрофирового расплава из более глубоких уровней верхней мантии. В целом, щелочные лампрофиры (мончикиты и кампто-спессартиты) являются самими молодыми образованиями внутриплитного (анорогенного) магматизма, что подтверждается геодинамическими построениями (рис. 8).

На геодинамических диаграммах Hf-Th-Nb/2 [Krmíček et al., 2020] и Ta/Yb — Th/Yb [Schandl et al., 2002] составы пород даек попадают в область развития орогенных (спессартиты) и анорогенных (мончикиты и оливиновые кампто-спессартиты)

пород (рис. 9), что свидетельствует об их различном происхождении.

Внутриплитный магматизм является по своей природе анорогенными и характеризуются по геохимическим и изотопным признакам как произошедшие из мантийных источников. Степень частичного плавления, количество летучих компонентов и природа мантийного материала (обогащение, обеднение, загруженность субдуцированными фрагментами) контролируются плюмовым магматизмом. По этим причинам плюм-производные породы изотопически, гетерогенно и в целом геохимически характеризуются близостью к пологому распределению хондрит-нормализованных REE компонентов. Анорогенный магматизм также характерен для внедрения лампроитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных малых интрузий [Турченко, 2021]. Эти локальные проявления пород известны как обладатели изотопных (He, Os, Sr, Nd, Pb, O) признаков плюмового магматизма [Bell, 2001].

Внутриплитный магматизм, сопровождающий плюмы, прямо или косвенно производит широкий круг рудных месторождений, которые образуются в магматических камерах или дайкообразных корнях. Магмато-гидротермальные рудные системы в постколлизийных геодинамических обстановках формируются гипабиссальными интрузивными комплексами, такими как гранитоиды поздних фаз, дайки, в том числе лампрофиры создают тепловые поля, способствующие циркуляции флюидов и гидротермальных растворов, образуя жильные месторождения W-Sn, Cu-Au-U, Pb-Zn и РЗЭ [Сафонов, 2015].

Выводы. Среди плутонических даек Зирабулакских гор впервые обнаружены щелочные лампрофиры-мончикиты и оливиновые кампто-спессартиты. Они являются оливин-нефелин и гиперстен-корунд нормативными и относятся к южно-тяньшаньскому ($T_{2-3}jut$) дайково-диатремовому комплексу. Известково-щелочные лампрофиры (малхит, спессартит, керсантит и др.) и диоритовые порфириды, условно, можно объединить в самостоятельный новый зирабулак-зиаэтдинский диорит-лампрофир-порфировый (P_2-T_{1zz}) комплекс. Слабый европиевый минимум, $Ni/Co > 3$ и оливин+титанавгит+керсутит+псевдолейцитовый и оливин+титанавгит+роговая обманка+биотитовый парагенезис, оливин-нефелин и гиперстен-корунд нормативный состав, свидетельствуют о верхнемантийном и подкоровом происхождении щелочных и субщелочных лампрофиров, соответственно. Лампрофиры, являясь внутриплитными (анорогенный) производными мантийных плюмов, очень близки и в целом геохимически характеризуются близостью по распре-

делению элементов-примесей, пологим распределением хондрит-нормализованных РЗЭ компонентов, что также характерно для внедрения лампроитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных малых интрузий. Рассматриваемые дайки являются внутри- и послерудными, т. е. их формирование по времени совпадает с постмагматическим гидротермальным процессом, что характерно золоторудным и золото-серебряным рудопроявлениям Койташ, Кокпаташ, Окжетпес, Пистали и др., где в подобных дайках в пределах рудоносной зоны содержание золота достигает 7 г/т и серебра до 8 г/т, что указывает на рудоконтролирующий характер даек и возможную генетическую и/или парагенетическую связь с ними золоторудных и других оруденений.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания геологоразведочных работ Министерством геологии и горнодобывающей промышленности Республики Узбекистан, Проект 1172/8 «Составление Атласа петротипов магматических пород Узбекистана».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 232 с.

Ахунджанов Р. Генетические типы лампрофиров // Геология и минеральные ресурсы. 2013. № 5. С. 21–25.

Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Усманов А.И. и др. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана. Ташкент: Фан, 2014. 352 с.

Баймухамедов Х.Н. О возрасте лампрофиров Зирабулакских гор (Западный Узбекистан) // Записки Узб. отд. всесоюз. мин. общ-ва, 1954. Ташкент, АН УзССР. Вып. 6. С. 33–40.

Головко А.В., Гадецкий А.Ю. К возрастному и формационному положению южно-тяньшаньского комплекса щелочных габброидов и базальтоидов // Узб. геол. журн. 1991а. № 2. С. 37–40.

Головко А.В., Гадецкий А.Ю. Мелкие алмазы в щелочных базальтоидах и пикритах Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1991б. № 2. С. 72–75.

Диваев Ф.К. Чагатайский комплекс карбонатитов — новый тип магматических пород Узбекистана // Узб. геол. журн. 1996. № 6. С. 32–41.

Иващенко В.И. Первые находки анальцимовых лампрофиров в Карелии // Доклады академии наук. 1999. Т. 364, № 2. С. 219–222.

Исамухамедов И.М. Петрология Нуратинского батолита. Ташкент: Фан, 1955. 471 с.

Ишбаев Х.Д., Утамуродов Э.А., Шукуров А.Х. О щелочных лампрофирах Зирабулакского плутона // Актуальные проблемы геологии Западного Тянь-Шаня: Материалы республиканской научной конференции. Ташкент: НУУЗ, 2023. С. 53–57.

Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М. Дайки и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) / Под ред. Р.Ахунджанова; Госкомгеологии РУз; Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Ташкент: Navro'z, 2020а. 206 с.

Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М. Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) // Литосфера. 2020б. Т. 20, № 2. С. 231–253.

Каримова Ф.Б. Лампрофировые дайки Юго-Западных отрогов Чаткальского хребта // Доклады АН РУз. 2015. № 4. С. 38–42.

Козарко Л.Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магмы. Москва, РАН отд. Наук о земле // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441–1446.

Коржинский Д.С. Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами // Зап. ВМО. 1974. Ч. 103. Вып. 2. С. 173–178.

Косбергенов К.М. Малые интрузии, дайки гор Каратау и их рудоносность (Южный Нуратау): Автореф. дисс. ... докт. философии (PhD) по геол.-минерал. наукам. Ташкент: ГГИ, 2023. 41 с.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: Труды I международного семинара. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 3–26.

Мамарозиков У.Д. Внутриплитный магматизм и рудообразование Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). Ташкент: Навруз, 2020. 321 с.

Мамарозиков У.Д., Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Суюндиқова Г.М. Роль контрастных дайковых образований при формировании эндогенных редкометалльных месторождений Восточного Узбекистана: Мат-лы науч. конф. «Рудно-магматические системы орогенных областей». Ташкент, 2010. С. 188–192.

Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Ванесян Г.А. и др. Террейновое строение Зирабулак-Зиаэтдинских гор // Геология и минеральные ресурсы. 2021. № 6. С. 3–14.

Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.

Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Щелочно-ультраосновной, кимберлитовый, лампроитовый и лампрофировый магматизм Урала (обзор) // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма: Труды международного семинара. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 228–243.

Сафонов Ю.Г. Рудогенерирующие флюидно-магматические системы рудных гигантов благородных и цветных

металлов в провинциях — область проявления плюмового магматизма: Мат-лы межд. конф. «Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли». Иркутск: СО РАН, 2015. С. 83–84.

Свириденко А.Ф. О щелочных лампрофирах в Западном Узбекистане. Ташкент: АН УзССР. Узб. геол. журн, 1958. № 5. С. 21–26.

Свириденко А.Ф. Зирабулак — Заэтинские горы // Петрография Узбекистана. Ташкент, 1965. Т. II. С. 67–87.

Турченко С.И. Металлогения мантийных плюмов и ассоциирующихся с ними тектономагматических структур // Региональная геология и металлогения. 2021. № 87. С. 102–109.

Уразаев В.М. О некоторых дайковых образованиях Зирабулакских гор // Зап. узб. Отд. ВМО, изд. Акад. наук Узб., 1954. Вып. 6. С. 41–43.

Утамуродов Э.А. Плутонические дайки гор Зирабулак (Южный Тянь-Шань): Автореф. дисс. ... докт. философии (PhD) геол.-минер. наук. Ташкент: ГГИ, 2024. 40 с.

Ушаков В.Н., Дерюгин Е.К., Ильин С.И. Зональные комплексы и петрогеохимические особенности даек как индикаторы скрытых вольфрамоносных гранитоидных куполов // Зап. узб. отд. ВМО. Вып. 42. Ташкент: Фан, 1989. С. 146–150.

Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана / Под ред. Э.П. Исоха. Новосибирск: Наука, 1975. 518 с.

Хамрабаев И.Х., Исамухамедов И.М., Раджабов Ф.Ш. и др. Петрография Узбекистана. Ташкент: Наука, 1964. Кн. I. 448 с.; Кн. II. 660 с.

Хамраев А.Х. Петролого-геохимические особенности базитовых даек и нефелиновых сиенитов гор Кульджуктау (Центральные Кызылкумы): Автореф. дисс. ... докт. филос. (PhD) по геолого-минералогическим наукам. Ташкент: ГГИ, 2024. 46 с.

Шарков Е.В., Богатилов О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.

Bell K. Carbonatites: relationship to mantle plume activity // Geological Society of America Special Paper. 2001. Vol. 352. P. 267–290.

Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. The ultra potassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrographic models // Earth Science Reviews. 1987. Vol. 24. P. 81–134.

Ishihara S. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: the magnetite-ilmenite series 30 years after // GSA Spec. 2004. Paper 389. P. 23–33.

Krmíček L., Cempírek J., Havlín A., et al. Mineralogy and petrogenesis of Ba–Ti–Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice (Czech Republic): recognition of the most lamproitic Variscan intrusion // Lithos. 2011. Vol. 121. 74–86.

Krmíček L., Romer R.L., Timmerman M.J., et al. 2020. Long-lasting (65 Ma) regionally contrasting late- to post-orogenic Variscan mantle-derived potassic magmatism in the Bohemian Massif // J. Petrol. Vol. 61, 7.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Woolley A.R. The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks // Mineralogy and Petrology. 1992. № 46. P. 1–22. doi:10.1007/BF01160698.

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

Mitchell R.H. The lamprophyre facies // Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 51, 1 2–4. P. 137–146.

Rock N.M.S. Lamprophyres. Blackie and Sons Ltd., Glasgow and London, Blackie, Glasgow, 1991. 285 p.

Scarraw J.H., Molina J.F., Bea F., et al. Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone // Tectonics. 2011. 30. TC4007. P. 1–22.

Schandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // Economic Geology. 2002. Vol. 97. P. 629–642.

Soloviev S.G., Kryazhev S.G. Tungsten mineralization in the Tien Shan Gold Belt: Geology, petrology, fluid inclusion, and stable isotope study of the Ingichke reduced tungsten skarn deposit, western Uzbekistan // Ore Geology Reviews. 2018. Vol. 101. P. 700–724.

Spišiák J., Vetráková L., Chew D., et al. Petrology and dating of the permian lamprophyres from the Malá Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia) // Geologica Carpathica, October 2018. Vol. 69. № 5. P. 453–466. doi: 10.1515/geoca-2018-0026.

Štemprok M., Seifert Th. An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization // Mineralogia (Mineralogical society of Poland polskie towarzystwo mineralogiczne). 2011. Vol. 42. № 2–3. P. 121–162.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // J. Petrology. 2005. Vol. 46. Issue 9. P. 1893–1900.

Ulrych J., Pivec E., Žák K., et al. Alkaline and ultramafic carbonate lamprophyres in Central Bohemian Carboniferous basins, Czech Republic // Mineral. Petrol. 1993. Vol. 48. P. 65–81.

Woolley A.R., Bergman S., Edgar A.D., et al. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites' and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks // The Canadian Mineralogist. 1996. Vol. 34. P. 175–186.

Zel I., Abdurakhimov B., Kichanov S., et al. Neutron Tomography Studies of Two Lamprophyre Dike Samples: 3D Data Analysis for the Characterization of Rock Fabric // J. Imaging. 2022. Vol. 8. P. 80. <https://doi.org/10.3390/jimaging8030080>

Статья поступила в редакцию 05.11.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 24.04.2026