

УДК 553.2:552.322:552.321 (575.1)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-61-80

ЩЕЛОЧНЫЕ ЛАМПРОФИРЫ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Халбай Джангирович Ишбаев¹✉, Нумонбек Рустам угли Далимов²,
Абдухаким Абдивакил угли Курбанов³, Куанышбек Муратович Илешов⁴,
Анвар Хамракулович Шукуров⁵, Виктор Иванович Старостин⁶,
Алексей Андреевич Самсонов⁷

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

² Филиал Университета Пизы, Ташкент, Узбекистан; n.dalimov@gmail.com

³ Университет геологических наук, Ташкент, Узбекистан ; abduhakim24@mail.ru

⁴ Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан; quanishbek1990@mail.ru

⁵ Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; a.h.shukurov1986@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; star@geol.msu.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru

Аннотация. В данной статье представлены результаты исследований мезозойских лампрофировых даек в бассейнах рек Шаваз, Бештор, Кичик Чаткал-Кураминского региона. Дана геологическая характеристика, выявлены и описаны новые типы даек, изучены закономерности их пространственного распределения и определена последовательность формирования. Результаты исследования вещественного состава пород дайки включают: анализ распределения породообразующих петрогенных элементов минералов для наиболее репрезентативных разновидностей; состав основных и акцессорных минеральных фаз на основе микрозондового анализа; распределение примесных элементов в породах на основе данных ICP-MS. Рассмотрены взгляды на геодинамическую природу лампрофирового магматизма, условия образования материнских магм даек и вопросы металлогенической специализации.

Ключевые слова: Чаткало-Кураминский регион, щелочные лампрофиры, камптониты, мончикиты, ксенолиты, малые элементы, петрография, петрогеохимия, металлогения, мантийный плюм

Для цитирования: Ишбаев Х.Д., Далимов Н.Р., Курбанов А.А., Илешов К.М., Шукуров А.Х., Старостин В.И., Самсонов А.А. Щелочные лампрофиры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 61–80.

ALKALINE LAMPROPHYRES OF THE CHATKAL-KURAMIN REGION (MIDDLE TIAN-SHAN)

Khalbay D. Ishbaev¹✉, Numonbek R. Dalimov², Abdukhakim A. Kurbanov³,
Kuanyshebek M. Ileshev⁴, Anvar H. Shukurov⁵, Viktor I. Starostin⁶, Aleksey A. Samsonov⁷

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

² Branch of the University of Pisa in Tashkent, Uzbekistan; n.dalimov@gmail.com

³ University of Geological Sciences; Tashkent, Uzbekistan abduhakim24@mail.ru

⁴ Kh.M. Abdullaev Institute of Geology and Geophysics; quanishbek1990@mail.ru

⁵ Mirzo Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; a.h.shukurov1986@gmail.com

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; star@geol.msu.ru

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru

Abstract. This article presents the results of studies of Mesozoic lamprophyre dikes in the basins of the Shavaz, Beshtor, Kichik rivers of the Chatkal-kuramin region. A geological characteristic is given, new types of dikes are identified and described, the patterns of their spatial distribution are studied and the sequence of formation is determined. Material composition study results of the dike rocks include: analysis of the distribution of rock-forming petrogenic elements of minerals for the most representative varieties; composition of the main and accessory mineral phases based on microprobe analysis; Distribution of admixture elements in rocks based on ICP-MS data. The authors' views on the geodynamic nature of lamprophyric magmatism are considered, the conditions for the generation of the parental magmas of dikes and the issues of metallogenic specialization.

Keywords: Chatkal-Kuramin region, alkaline lamprophyres, kamtonites, monchiquites, xenoliths, minor elements, petrography, petrogeochemistry, metallogeny, mantle plume

For citation: Ishbaev Kh.D., Dalimov N.R., Kurbanov A.A., Ileshev K.M., Shukurov A.X., Starostin V.I., Samsonov A.A. Alkaline lamprophyres of the Chatkal-Kuramin region (Middle Tian-Shan). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 61–80. (In Russ.).

Введение. Чаткало-Кураминский регион — один из уникальных петрографических регионов Западного Тянь-Шаня, характеризующийся бурным развитием продуктов верхнепалеозойского субщелочного вулканоплутонического магматизма, где можно решить ряд фундаментальных проблем магматической геологии [Далимов и др., 1993]. Регион представлял собой палеозойскую активную окраину Казахстанского микроконтинента [Далимов и др., 2003, 2010; Миркамалов и др., 2018; Xiao et al., 2013 и др.], сформированную в герцинском этапе в результате коллизии двух микроплит с последующей субдукцией [Далимов и др., 2003]. В позднем палеозое (ранний девон — карбон) Срединный Тянь-Шань является частью (активной окраиной) крупного Бельтау-Кураминского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, протянувшегося на расстоянии более 3000 км и шириной более 200 км по территории Средней Азии, северо-запада Китая, Монголии и Забайкалья [Хiao и др., 2013; Буртман, 2006 и др.]. В геодинамической истории Срединного Тянь-Шаня определились две докембрийские геотектонические структуры — Чаткальский террейн и Торгасайское палеоокраинное море. Территория последнего явилась главной ареной всех фанерозойских тектономагматических и рудных процессов в Чаткало-Кураминском регионе, вошедшей на палеозойском этапе своего развития в состав активной окраины Казахского каледонского орогена [Садыкова, 2016].

Несмотря на выполненный здесь ряд специальных тематических палеовулканологических, петрологических, глубинных геолого-структурных и других исследований, не изученными оставались специфические природные горные породы — лампрофиры, которые играют особую роль в формировании ряда эндогенных рудопроявлений. В этой связи находки даек щелочных лампрофиров, содержащих ксенолиты в Чаткало-Кураминском регионе, представляет большой интерес для петрологии литосферной мантии Срединного Тянь-Шаня.

Широко распространенные лампрофиры в пределах рудно-магматических концентров Западного Тянь-Шаня до последнего времени рассматривались в составе разнообразных гранитоидных комплексов в ассоциации с жильными дериватами гранитоидов, выделяя дайки первого или второго этапов. Самостоятельное значение этого типа магматизма еще не вполне осознано, но его высокая рудоносность, яркие индикаторные свойства в формировании того или иного рудопроявления вполне очевидны.

Известно, что лампрофирам посвящены многочисленные работы зарубежных и отечественных исследователей [Мушкин, 1966, 1979; Le Maitre, et al., 1989, 2002; Rock, 1991, 1994; Woolley et al., 1996; Таджикибаев, 1991; Таппа и др., 2005, 2008; Авданкевич, 2007; Štemprók, Seifert, 2011; Ахунджанов, 2013; Ахунджанов и др., 2014; Zel et al., 2022; Ишбаев и др., 2016, 2020 и др.]. Результаты исследований показывают,

что магме лампрофиров характерно обогащение летучими компонентами, с быстрым подъемом и внедрением на уровне земной коры во время региональных этапов релаксации литосферы. Внедрение таких даек и диатрем является показателем рифтогенеза и раскола континентальной литосферы, а происхождение их связано с периферическими магматическими камерами и т. д. Их классификации и терминологии посвящены работы N.M.S. Rock [1991], R.W. Le Maitre [2002] и др.

Среди семейства лампрофиров Штрекайзен (1979) выделяет три основных типа лампрофиров: 1) известково-щелочные лампрофиры; 2) мелилитовые лампрофиры; 3) щелочные лампрофиры, последние имеют между собой взаимопереходы, что было определено И.В. Мушкиным [1979], И.Х. Хамрабаевым [1958] и нами, и факт этих переходов затрудняет попытки классифицировать и типизировать лампрофиры на отдельные генетические типы.

Изучение лампрофиров и содержащихся в них разнообразных ксенолитов позволяет получить информацию о составе, строении, уровнях магмогенерации и эволюции слоев глубин Земли, недоступных для непосредственного изучения [Nixon, 1987; Griffin, et al., 2009; Su, et al., 2011; Upton, et al., 1983; Hunter, Upton, 1987; Downes, 2001; Гибшер и др., 2009, 2012; Мушкин, 1979; Хамрабаев и др., 1958; Таджикибаев, 1984, 1991; Ахунджанов 2013; Ишбаев, 2016, 2020 и др.]. В целом эти фельдшпатоидные лампрофиры являются «носителями» глубинных мантийных ксенолитов, которые были вынесены из головной части плюма (или мантийного диапира) при зонном плавлении. Головные части подобных плюмов, согласно геологическим и термобарометрическим данным, пересекают нижнюю кору и достигают до глубины около 20 км верхней коры [Шарков, Богатиков, 2015]. Этот тезис подтверждает, что дайки диагностируются как системы подводящих каналов промежуточных коровых очагов в головных частях мантийных супер-плюмов и локальных плюмов. В раннем мезозое и кайнозое (280–97 млн лет) внутриплитная магматическая активность в пределах Западного Тянь-Шаня, возможно, контролировалась группой относительно мелких мантийных плюмов (hot-finger).

В Чаткало-Кураминском регионе специально посвящены лампрофирам работы [Мушкина, 1966; Таджикибаев, 1986–1991; Ахунджанов, 2013; Далимов, 2020; Мамарозинова, 2020; Каримова, 2018, и др.]. В результате этих исследований были выделены дайковые поля, их генетические типы, связь даек со скарновым и золото-серебро-полиметаллическим оруденением, определены единичные абсолютные возраста и т. д.

И.Х. Хамрабаев [1964], изучая дайковые образования в Нуратинском регионе и Центральных Кызылкумах, отметил, что наблюдаются переходы диоритовых порфиров в спессартиты: «Ближе к контактам и местам выклинивания даек диорит-

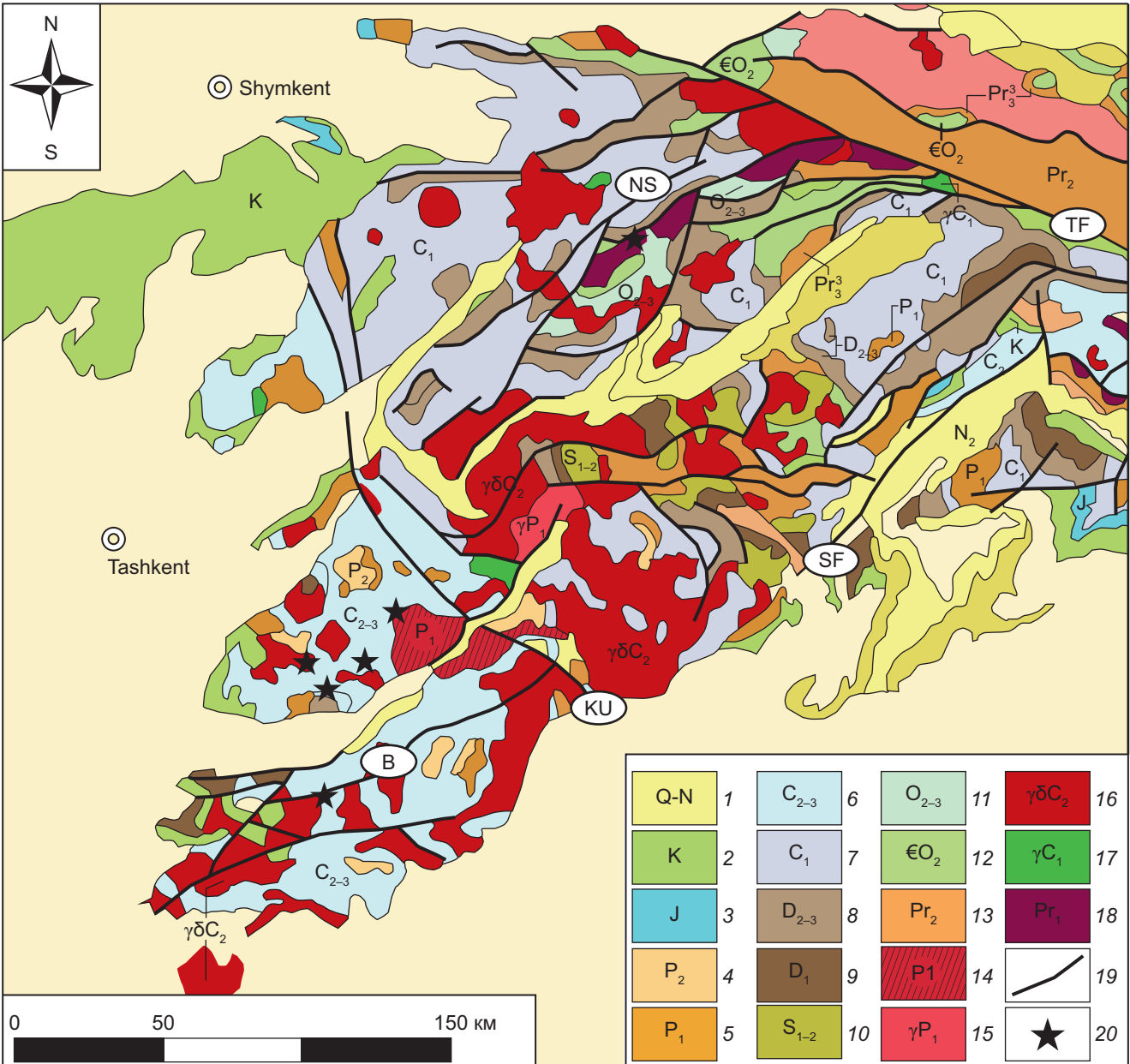


Рис. 1. Фрагмент из геологической карты Средней Азии и прилегающих территорий. 1 : 2 500 000 [Li Tingdong, et al., 2008]: 1 — отложения четвертичного периода и неоген, 2 — мел, 3 — юра, 4 — средняя пермь, 5 — нижняя пермь, 6 — верхний карбон, 7 — нижний карбон, 8 — средний-верхний девон, 9 — нижний девон, 10 — нижний девон-средний силур, 11 — средний-верхний ордовик, 12 — кембрий — средний ордовик, 13 — верхний мезопротерозой, 14 — пермские риолиты, 15 — пермские граниты и гранодиориты, 16 — граниты и гранодиориты карбона, 17 — габброиды нижнего карбона, 18 — палео-мезопротерозойские граниты и гранодиориты, 19 — разломы (основные разломы: TF — Талас-Ферганский сдвиг, SF — Северо-Ферганский, KU — Кумбель-Угамский, NS — Нуреката-Сандалашский, Б — Баштавакский), 20 — место обнаружения лампрофиров

порфиритов содержание амфиболовых фенокристов резко вырастает, а порода принимает облик лампрофиров», а в Кульджуктау: «В некоторых дайках количество роговой обманки достигает 50 %, и тогда порода приближается к лампрофирам». Поэтому эти породы ассоциируются вместе и являются продуктами единой лампрофировой магмы.

Здесь необходимо отметить, что авторы не располагают систематизированными, обобщенными данными о составе лампрофировых даек. Отдельные исследования содержатся в разных отчетах, монографиях, статьях с 1950 до 2000 г., описывающих формы даек, состав, мощности, распространение.

Затем произошли разительные изменения — сменились методики, в обиход вошли микрозондовые анализы, произведены тысячи силикатных и других видов анализов. Поэтому задача состоит в том, чтобы собрать, оценить и опубликовать эти материалы, которые составили бы единую базу данных [Далимов, Ганиев, 2010].

Целью настоящей статьи является анализ результатов изучения мезозойских даек и диатрем щелочных лампрофиров в Чаткало-Кураминском регионе.

Аналитические методы. Полевые исследования проводились в последние годы по составлению петрографических профилей и разрезов с отбором

образцов и проб. Для проведения лабораторных исследований применялись современные методы; породообразующие минералы изучались под поляризационными микроскопами Nikon ECLIPSE LV100NPOL, Nikon Optiphot 2 Pol, Полам P-311 и МИН-8 в Отделе петрологии Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, при помощи микрозондов сканирующего электронного микроскопа Carl Zeise, с приставкой системы микроанализа Oxford instrument (SEM-EDX) лаборатории «Физико-химических методов исследования» Центра передовых технологий при Министерстве высшего образования, науки и инновации Республики Узбекистан; петрогенные элементы и элементы-примеси определялись в центральной химико-аналитической лаборатории Министерства геологии и горно-добывающей промышленности Республики Узбекистан с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISP-MS). Состав породообразующих минералов лампрофиров и их растровые снимки сделаны в Институте геологии и геофизики на электронно-зондовом микроанализаторе MS-46 фирмы «Cameca» (Канада) и микроаналитическом комплексе электронно-зондового микроанализатора JXA-8800R (Jeol, Япония) с энергодисперсной приставкой Link ISIS Oxford (Великобритания) в Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Условия съемки: $V = 20$ кВ, $I = 50$ нА. Стандарты — природные и синтетические аналоги анализируемых минералов. Используемые аналитические линии: Si-K α , Al-K α , Na-K α , K-K α , Ca-K α , Fe-K α . Поправки на матричные эффекты — ZAF-коррекция. Обработка результатов петрографических, минералогических, петрохимических и геохимических исследований проведена с использованием компьютерных программ (Excel, Petro Explorer).

Геологическое обстановка. Схема магматизма Н.П. Васильковского [1952] по сей день не утратила своего значения — все последующие предложенные схемы магматизма с той или иной степенью детализации ее повторяют [Арапова, 1983; Коржаева, 1986; Ткачева, 2001; Далимова, 2007–2010 и др.].

Фундамент Чаткало-Кураминского региона представлен следующими магматическими древними формациями: мигматит-диорит-гнейсовая (сууктепинский комплекс; PR₁?; мигматиты, гнейсограниты, метадiorиты); адамеллит-плагиогранитная (пскемский, бешторский комплексы); трахибазальтовая (шорашуйский комплекс: трахибазальты, апогиалобазальты покровной фации, дайки оливиновых метабазальтов); диорит-плагиогранит-гранитная (каракиинский, зексайский комплексы) [Далимов и др. 1993].

По современным данным [Миркамалова и др., 2023] рифтогенные комплексы представлены торгасайским (σO_2t) и шавазским ($\sigma O_2\check{s}$) гипербазитовыми комплексами, продукты которых распространены в водораздельной части Чаткальского хребта и в пределах Акчинского интрузива.

В надсубдукционном рифтогенном режиме проявляются каракиинский габбро-диорит-плагиогранитовый (v, pyS_2k) комплекс в южной части Кураминских гор в виде силлообразного тела габброидов Джайловчинского интрузива. Вслед за ними проявляются по возрастной последовательности башкызылсайский гранодиорит-адамеллитовый (S_2b), кызатинский лейкогранитовый ($S_2-D_1 kz$), каратагатинский монцонит-монцодиоритовый ($qu D_{1-2}kr$), текешский (аурахматский) габбро-монцонит-сиенитовый (C_1t), алмалыкский монцодиорит-сиенитовый ($C_{1-2}a$), карамазарский (кураминский) габбро-диорит-гранитовый (C_2k), кызылсайский гранит-адамеллитовый ($C_{2-3}k$) комплексы.

Внутриплитный пермский магматизм представлен арашанским гранит-лейкогранитовым (P_2a), бабайобским габбро-монцонит-сиенитовым (P_1b) и канимансурским диабаз-гранофировым дайковым (Pkn) комплексом. Триасовый период характеризуется южно-тяньшаньским дайково-диатремовым комплексом ($T_{2-3} jut$). В мелу локально проявляются ангрэн-джигаристанский щелочно-базальтоидный дайковый комплекс (K_2ag).

Металлогения. Кураминская зона охватывает Кураминский хребет, юго-западную часть Чаткальского хребта и Каржантау. В его пределах выделяются три главных рудно-магматические (РМ) площади — Шаваз-Дукентская, Гушсай-Кочбулак-Ничбашская и Алмалыкская, где размещены субвулканические и дайковые пояса золоторудной, медной и полиметаллической минерализации [Мамарозиков, 2020].

Ю.Г. Сафонов [2014, 2015] в своих исследованиях показал, что комплексные золотосодержащие месторождения с многометалльной специализацией связывает с эволюцией Чаткало-Кураминского плюма формирование «...значительных месторождений золота, урана, а также сверхкрупные месторождения серебра — Актепе (пятиэлементная формация) и Большой Канимансур (серебро-полиметаллическая формация)».

Ранним продуктом внутриплитного магматизма пермского этапа являются пермские вулканно-плутонические монцонитоиды (бабайобский, актепинский, алчалыкский, канимансурский и др. комплексы), с которыми ассоциируются известные апатит-магнетитовые, серебряные, серебро-арсенидные, золото-серебряные минерализации (Канимансур, Актепе, Алчалык и др.). С широко развитым сиенитоидным образованием ассоциируются олово, ниобий, тантал, цирконий, редкие земли, золото, серебро с примесями платиноидов, меди и молибдена [Мамарозиков, 2020]. Также У.Д. Мамарозиков отмечает, что онгориолит-лейкогранитовой ассоциации потенциально рудоносны на танталониобиевое, редкоземельное и уран-ториевое оруденение.

Наиболее поздние лампрофировые образования ассоциируются с самыми поздними, вероятно наиболее глубинными, рудно-магматическими системами. В дайках выражено наличие главных минеральных

типов золото-мышьяковой, золото-теллуровой и золото-серебряной, а также золото-пиритовой, золото-полисульфидной и золото-теллуровой формаций. В дайках отмечаются превышающие кларковые значения содержания золота, серебра и металлоидных и металлогенных элементов, что заставляет предполагать существенную роль плюмового щелочнобазальтоидного магматизма в формировании золото-серебряных месторождений той или иной части Кураминской зоны [Каримова, 2020].

Продукты южно-тяньшаньского дайково-диатремового комплекса (T_{2-3} jut) впервые были установлены в бассейне реки Карабау И.В. Мушкиным [1966], которые по вещественному составу отнесены к породам, переходным между минеттами и оливиновыми мончикитами. Позднее дайкообразные тела лампрофиров (рис. 1) с избытком мантийных и коровых ксенолитов обнаружены в бассейне р. Кичик на северном склоне Кураминского хребта, где они образуют три обособленных трубко-дайкообразных тела («Алтын-1», «Алтын-2», «Кичик»), которые сложены камптонитами, местами переходящими в мончикиты возрастной датировки (K–Ar) 169 ± 7 млн лет, что соответствует средней юре [Таджибаев и др., 1984].

В последние годы Р. Ахунджановым [2013] и Р.Т. Далимовым [2016] с соавторами были обнаружены дайки камптонитов и мончикитов с абсолютным возрастом 202 млн лет в бассейне р. Шаваз среди гранитоидов Карабаш-Шавазского плутона, в то же время А.А. Курбановым [2019] обнаружены мончикиты и оливиновые минетты в бассейне реки Бештор среди древних гранитоидов Бештор-Тундукского интрузива, что свидетельствует о широком распространении лампрофиров в Чаткало-Кураминском регионе.

Петрография лампрофировых даек. По минеральному составу и структуре, в соответствии с современной классификацией лампрофиров [Rock, 1991; Le Maitre, 2002; Петрокодекс..., 2009], породы, выполняющие дайки, относятся к камптонитам, мончикитам и взаимопереходным разновидностям.

Участок бассейна реки Кичик. Дайкообразные тела щелочных базальтоидов обнажаются в бассейне р. Кичик на северном склоне Кураминского хребта (рис. 2). Они образуют три обособленных трубкообразных тела («Алтын-1», «Алтын-2», «Кичик»), которые в плане имеют вытянутую форму размером 10×20 и 25×35 м и четкие крутопадающие контакты, срезающие структуру вмещающих карбонатных толщ (D_2 - C_1). Эти тела выполнены камптонитами, местами переходящими в мончикиты [Таджибаев и др., 1991].

Щелочные породы имеют явно кайнотипный облик и обладают резко порфировой структурой. Вкрапленники составляют 10–15 % объема породы. Состав вкрапленников — серпентенизированный и оталькованный оливин, титанавгит, основная масса — титанавгит (45–50 %), плагиоклаз (30–35 %, An_{35-52}), биотит (3–5 %), калиевой полевой шпат, стекло, магнетит (4–5 %) и апатит. Химический со-

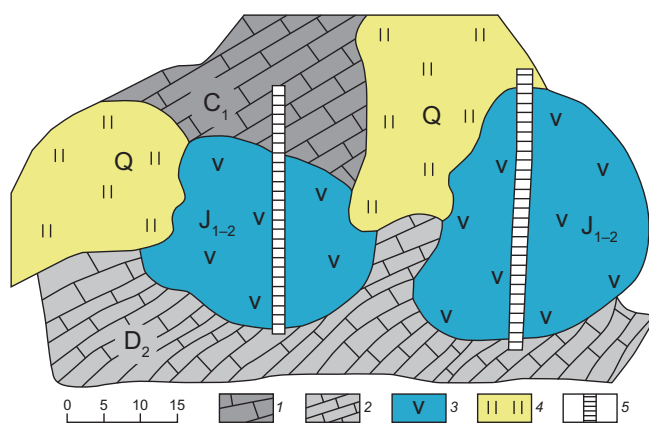


Рис. 2. Схема геологического строения трубкообразных тел взрыва «Алтын-1», «Алтын-2» [Таджибаев, 1984]. 1 — карбонатные отложения C_1 , 2 — карбонатные отложения D_2 , 3 — кампто-мончикиты, 4 — наносы, 5 — канавы

став характеризуется пониженным содержанием кремнезема, глинозема, щелочей и повышенным — окислов титана, магния, железа и серы, хлора и РЗЭ по сравнению с аналогичными образованиями Южного Тянь-Шаня (табл. 1). По наличию анальцита и нормативного нефелина породы относятся к формации щелочных базальтоидов-лампрофиров.

В рассматриваемых щелочных базальтоидах (камптониты и мончикиты) установлены многочисленные ксенолиты ультраосновных и основных пород, которые представлены гарцбургитами, шпинелевыми лерцолитами, верлитами, пироксенитами, единичными ксенолитами дунитов, оливинитов и горнблендитов, а также коровыми образованиями — гранитоидами, кислыми гранулитами, сланцами и карбонатными породами [Таджибаев, 1984].

Среди мантийных ксенолитов преобладают шпинелевые лерцолиты (до 55 % от общего их количества), гарцбургиты (20 %), пироксениты и верлиты (10 %), оливиниты (15 %); коровые включения (основные и кислые гранулиты, сланцы, гнейсы, карбонаты) составляют не более 10 %. Размеры мантийных ксенолитов колеблются в пределах 0,5–6 см, иногда до 12–20 см. Форма их изометричная, округлая.

Среди обнаруженных авторами ксенолитов гарцбургиты характеризуются темно-серой до черной окраской. Размер включений колеблется от 0,5–6 до 12–20 см. Форма их округлая. Признаки оплавления слабо выражены или отсутствуют. Структура панидиоморфнозернистая в сочетании с гипидиоморфнозернистой. Они сложены оливином (70–75 %), энстатитом (25–30 %), диопсидом, хромшпинелидами, алюмохромитами и единичными зернами светло-коричневого акцессорного граната альмандин-пиропового ряда. Наблюдается дезинтеграция гарцбургита на отдельные минералы. Кроме того, характерной особенностью этих пород является обилие в них акцессорных хромшпинелидов двух генераций: высокохромистых (Cr_2O_3 до 38,9 %) и умеренно хромистых ($Cr_2O_3=10,7-23,17\%$), титаномagnetитов с высокими содержаниями TiO_2

Таблица 1

Химический состав щелочных базальтоидов и содержащихся в них глубинных включений Чаткало-Кураминского региона [Таджибаев и др., 1991]

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	42,5	43,1	43,62	43,63	43,79	43,83	42,8	44,87	45,1	43,7	44,1	40,7	43,9	43,4	43,0	43,80
TiO ₂	2,6	2,3	2,60	2,42	2,48	2,53	0,3	0,14	0,27	0,3	0,43	–	0,24	0,13	0,17	0,20
Al ₂ O ₃	11,4	12,0	12,05	12,10	12,60	12,50	2,70	2,26	1,7	4,0	3,7	–	3,4	2,4	2,45	3647
Fe ₂ O ₃	4,3	3,2	3,55	3,20	3,50	3,08	2,3	–	1,8	1,3	2,1	–	2,2	1,9	3,5	1,91
FeO	7,5	8,4	8,01	7,08	7,83	8,11	6,0	8,23	5,8	6,7	7,0	8,1	6,6	7,3	7,69	7,40
MnO	0,15	0,2	0,20	0,17	0,18	0,18	0,1	0,14	0,12	0,1	0,12	0,2	0,1	0,12	0,16	0,15
MgO	13,5	12,5	12,24	11,43	11,50	11,40	38,6	41,18	43,1	37,2	37,9	49,2	3,6	41,0	41,82	39,85
CaO	8,8	9,0	8,90	9,18	9,25	8,70	3,0	0,98	0,4	3,4	3,4	0,1	2,7	1,2	0,98	2,57
Na ₂ O	2,7	3,2	2,80	3,02	3,19	3,16	0,3	0,24	0,39	0,3	0,32	–	0,45	0,35	0,19	0,35
K ₂ O	1,7	1,8	1,84	1,97	1,79	2,00	0,1	0,20	0,25	0,2	0,12	–	0,10	0,08	0,11	0,08
P ₂ O ₅	–	0,7	0,68	0,66	0,67	0,67	–	–	0,05	0,1	0,05	–	0,92	0,01	0,04	0,04
H ₂ O	–	0,1	0,44	0,44	0,44	0,45	–	–	–	0,4	–	–	–	–	0,32	0,49
CO ₂	–	0,6	–	–	–	–	–	–	–	0,4	–	–	–	–	–	–
Ппп	4,1	3,3	3,20	3,72	3,41	3,74	2,9	1,2	1,2	1,8	0,9	1,2	2,6	1,9	–	–
Сумма	99,23	100,4	100,13	99,98	100,17	100,44	99,10	99,47	100,09	90,80	100,10	99,50	99,90	99,80	100,49	100,16

Примечание: 1–6 — щелочные базальтоиды Алтынтюпкана (кампто-мончикиты); 7–12 — ксенолиты в щелочных базальтоидах Алтынтюпкана (7–9 — гарцбургиты, 10, 11 — лерцолиты, 12 — оливиниты); 13, 14 — лерцолиты и гарцбургиты из щелочных базальтоидов Зарафшано-Гиссарской зоны; 15, 16 — гарцбургиты и лерцолиты из щелочных базальтоидов Байкальской рифтовой зоны, хр. Удокан.

Таблица 2

Химический состав породообразующих минералов ксенолита шпинелевого гарцбургита из Чаткало-Кураминского региона (Алтынтюпканское рудное поле) [Ишбаев, 2016]

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39,43	51,36	0,04	55,86	–	–	38,29	–	–	0,16	–	–
TiO ₂	–	1,52	0,17	0,22	6,73	0,04	10,50	54,17	54,01	11,36	–	20,83
Al ₂ O ₃	–	1,97	44,95	26,95	18,80	44,70	13,06	–	–	11,21	42,26	4,22
FeO	12,49	3,11	13,15	0,35	42,42	13,36	20,85	33,98	34,21	37,11	19,41	62,52
MnO	–	–	–	–	–	–	–	0,54	0,57	0,76	–	–
NiO	–	–	–	–	–	–	–	0,62	0,63	–	–	–
MgO	47,30	16,63	18,07	0,07	6,41	18,17	10,85	8,91	8,95	8,01	14,87	3,51
CaO	–	22,75	–	9,62	–	–	0,17	–	–	0,23	–	–
Na ₂ O	–	0,80	–	6,25	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	–	–	0,23	–	–	5,29	–	–	–	–	–
V ₂ O ₅	–	–	–	–	0,23	0,08	0,19	1,28	1,28	–	–	0,74
Cr ₂ O ₃	0,34	1,42	23,08	0,38	25,40	23,65	0,12	0,50	0,35	31,15	22,79	6,81
Сумма	99,55	99,57	99,46	99,95	100,0	100,0	99,33	100,0	100,0	100,0	99,52	98,62

Примечания: 1 — оливин, 2 — пироксен, 3 — хромшпинель, 4 — плагиоклаз, 5, 6 — алюмохромит, 7 — биотит высокотитанистый (?), 8, 9 — ильменит, 10 — алюмохромит, 11 — хромшпинель, 12 — хромсодержащий титаномagnetит. Анализы выполнены на микроанализаторах MS-46 фирмы «Камека» и JXA-8800R фирмы «JEOL» с энергодисперсным спектрометром в Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева (аналитик Е.Н. Игнатилов).

(до 20,83 %) и Cr₂O₃ (до 16,35 %) а также ильменита с примесью NiO, Cr₂O₃, V₂O₅ (табл. 2).

Оливин в ксенолитах гарцбургитов представлен хризолитом с железистостью 10–12 %, по трещинам спайности которых широко развиты мелкочешуйчатый желто-зеленый тальк и магнетит, что хорошо видно на фотографии в отраженных электронах и в характеристических рентгеновских спектрах отдельных элементов (рис. 3, а). На рис. 3, б изображено

содержание отдельных элементов по профилю зондирования (т.е. содержание элемента в каждой точке анализа), где можно увидеть четкое разграничение пары «ксенолит — вмещающая порода» по частоте встречаемости следующих элементов: Mg, Ca, Na, Al, K. На рис. 3, в можно наблюдать особенности распределения элементов, входящих в структуру оливина. Следующее изображение — это контактовая часть, где четко видна зона тонкозернистого

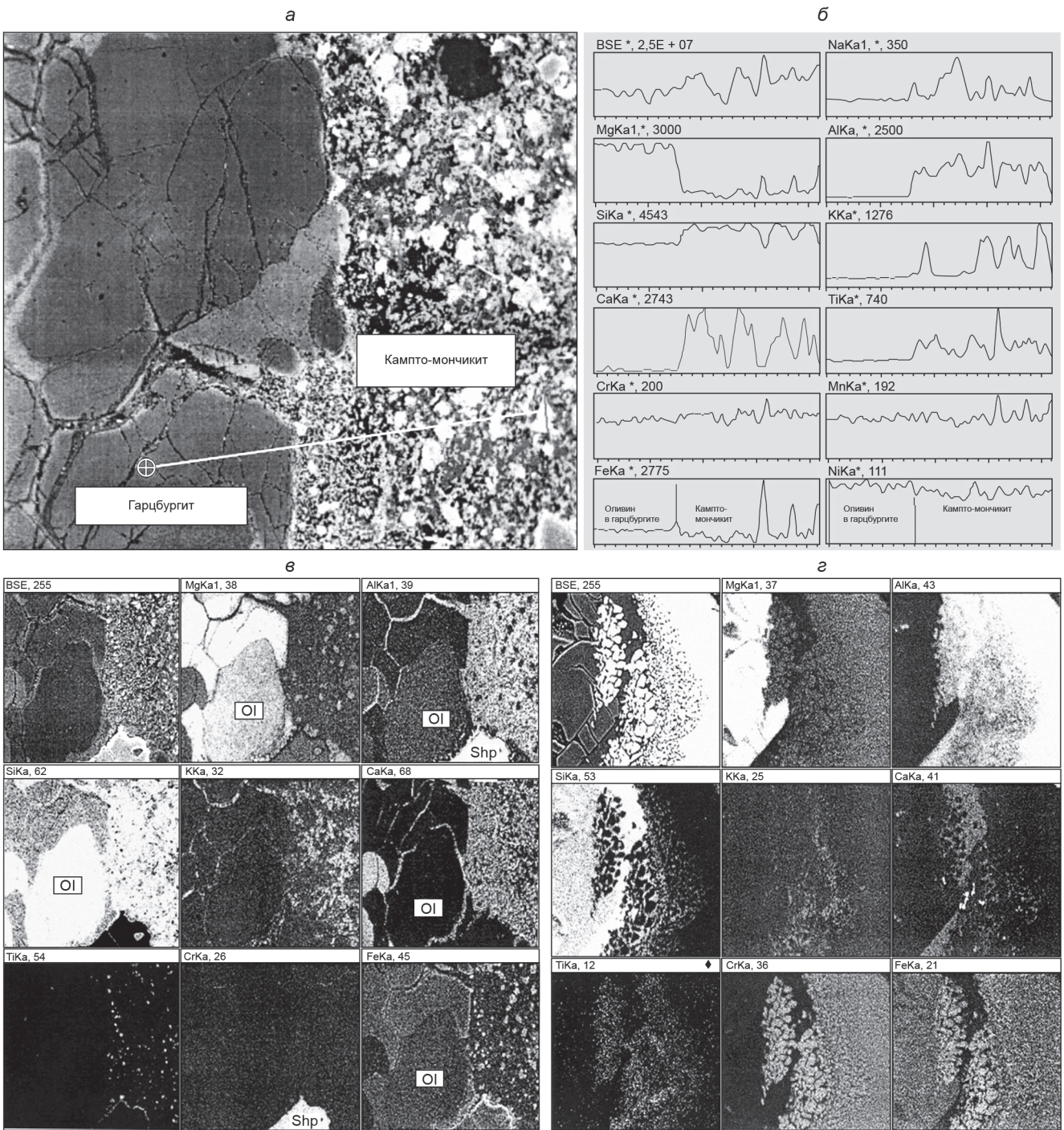


Рис. 3. Растровые изображения ксенолита гарцбургита в кампто-мончиките: а — разрез микрозондового профилирования по линии А:А; б — гистограмма распределения элементов по линии профилирования; в — характер распределения элементов в структуре оливина; г — характер выделения шпинелидов в приконтактной зоне ксенолита с вмещающей породой

закала и заливы тонкозернистой массы вмещающих базальтоидов в сторону ксенолита (рис. 3, г). Клинопироксен представлен хромистым диопсидом.

Хромшпинели ксенолитовых гарцбургитов более хромистые и менее глиноземистые, чем в аналогичном лерцолитовом парагенезисе из Монголии [Кежежинскас, 1979]. Соотношение Al и Cr в шпинелях колеблется в широких пределах.

Химический состав ксенолитов и вмещающих их пород приведен в табл. 1. Гарцбургиты, по сравнению с вмещающими их породами характеризуются по-

вышенным содержанием окислов кремния, магния, и пониженным — титана, кальция, натрия, калия и глинозема. Ксенолиты по сравнению с «эталонными» гарцбургитами характеризуются относительно высокими содержаниями лито- и халькофильных элементов: рубидия, стронция, бария, гафния, свинца, цинка, меди, серебра, молибдена, вольфрама. Они содержат меньше типоморфных элементов Cr и Ni. От гарцбургитовых ксенолитов Заравшано-Гиссарской зоны они отличаются более высокой титанистостью, несколько увеличенными концентрациями

P, Rb. Намечается лишь слабая тенденция к повышению Sr и Ba в вебстеритах и клинопироксенитах.

Таким образом, петрографический спектр мантийных включений довольно разнообразен: это ксенолиты шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов, пироксенитов, горнблендитов; включения дунитов, оливинитов. Наиболее распространены шпинелевые лерцолиты. По-видимому, включения дунитов и оливинитов характерны для придонной части магматической камеры и образовались раньше других разновидностей ультрамафитов при кристаллизационной (гравитационной) дифференциации основной магмы.

Участок бассейна реки Шаваз. Щелочно-ультраосновные лампрофиты на участке представлены мончикитами и кампто-мончикитами. Они образуют небольшой дайковый пояс в бассейне р. Шавазсай среди гранитоидов Карабашского интрузивного массива карамазарского комплекса C_2kr , еще одна дайка встречена в 2 км севернее на правом борту р. Шавазсай в Карабашской вулканоструктуре, которая прорывает вулканогенно-осадочные образования кызылнуринского комплекса P_2kz .

Мончикиты образуют кулисообразные дайки субмеридионального простирания (Аз. пад. $320-330^\circ$

угол падения $65-75^\circ$) протяженностью до 50–800 м при мощности от 1,0 до 2,0 м. Внешне это среднезернистые порфировидные породы зеленовато-серого цвета. Закальная часть даек имеет ширину до 3–5 см черного цвета стекловатого облика. Порфиновые вкрапленники центральных частях даек представлены оливином, диопсидом и биотитом. Порфиновые выделения вкрапленников составляют до 30–35 % от объема всей породы. Среди вкрапленников оливин наиболее распространенный минерал, составляет до 75 % от всех порфиновых выделений. Он образует идиоморфные бесцветные ромбовидные таблицы, слегка разъеденные с краев, размером до 2,0 мм. Все зерна оливина нацело замещены смесью серпентина, хлорита и иддингсита, по краям зерен иногда видны тонкие опалитовые каймы рудного минерала. Диопсид образует мелкие чешуи размером 0,3–0,5 мм, бесцветные с буроватым оттенком, иногда он образует простые двойники. Биотит образует удлиненные таблицы светло-зеленого цвета, плеохроирует от зеленого до светло коричневого, встречается как в порфиновых выделениях, так и в основной массе. Нередко чешуи биотита изогнуты, обтекают зерна оливина и ориентированы по направлению потока магмы, напоминая трахитоидность (рис. 4).

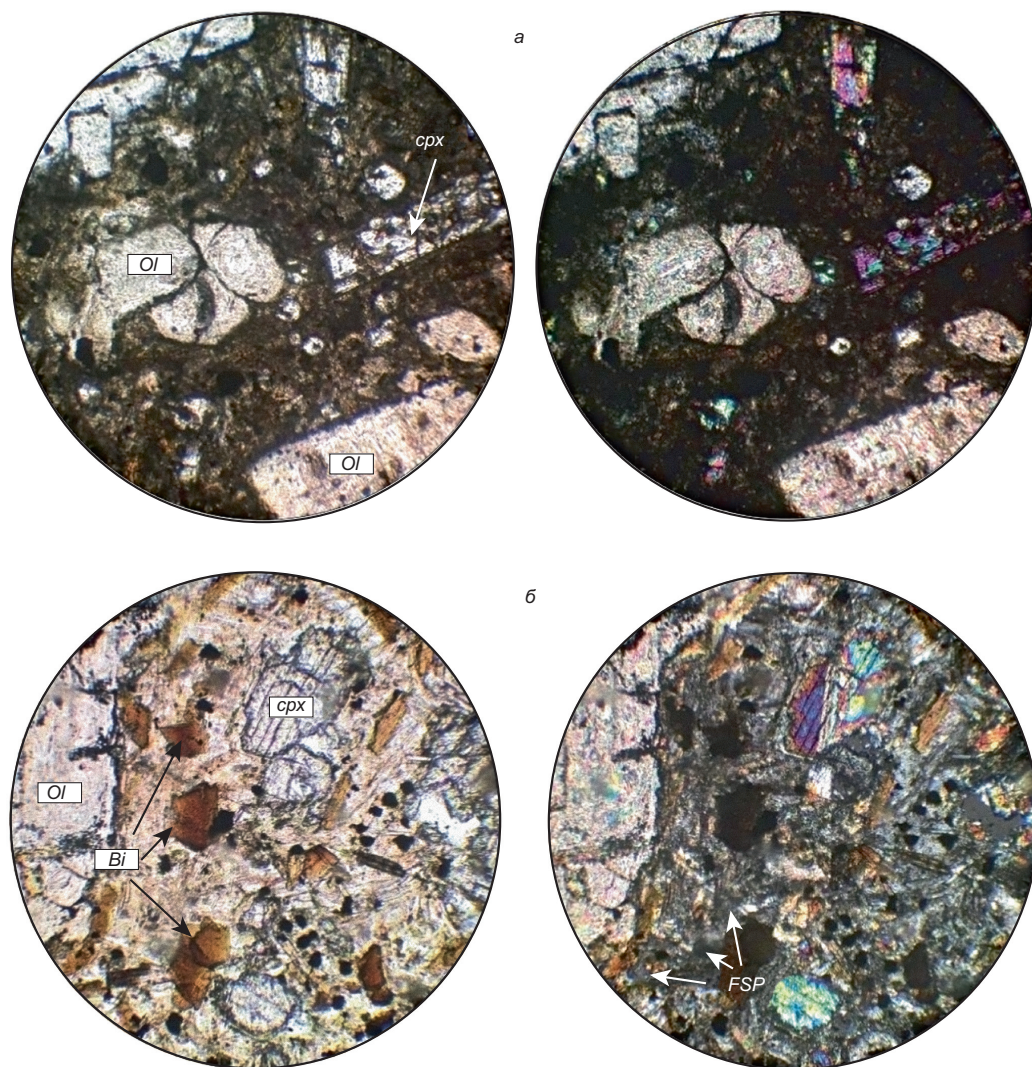


Рис. 4. Микрофотографии шлифов мончикитов. Структура порфировая, вкрапленники представлены оливином, пироксеном и биотитом. а — Шлиф X-118/1 увеличение 76 раз, б — Шлиф X-119/1 увеличение 76 раз

Структура основной массы пород аллотриоморфнозернистая, гялопйлитовая, с мелкими микролитами диопсида и биотита, ортоклаза, микролиты очень мелкие, размером не более 0,05 мм. Основная масса слабо просвечивает в преломленном свете и содержит большое количество карбонатного вещества. Некоторые дайки содержат в своем составе овальные зерна кальцита размером до 0,1 мм.

По классификации [Rock, 1991], основанной на минеральном составе лампрофиров, дайки мончикитов Шавазская являются ультраосновными, и относятся к группе айкилитов — карбонатсодержащих лампрофиров, характерная черта минерального состава которых в отсутствии меллитита и наличии, кроме карбонатных минералов, оливина, пироксена, амфибола, флогопита, граната, апатита и оксидов.

Камптониты представляют собой породы серого, розовато-серого цвета. Структура породы порфировая, фенокристаллы сложены, в основном, обыкновенной роговой обманкой, авгитом и небольшим количеством плагиоклаза — андезина. Особой чертой дайки является наличие крупных (3×6 см) мелко-крупнозернистых ксенолитов оливинсодержащих, роговообманковых клинопироксенитов (рис. 5), мелкозернистых диорито-гнейсов, среднезернистых монцогаббро, крупнозернистых адамеллитов [Ахунджанов и др., 2013, 2018]. Кроме этих пород лампрофиры содержат многочисленные резорбированные ксенокристы и их скопления



Рис. 5. Камптонит с ксенолитом роговообманкового пироксенита (3×6 см) и ксенокристами резорбированных пироксена и роговой обманки [Ахунджанов и др., 2013] В порфировых выделениях более мелкие кристаллы роговой обманки и плагиоклаза. Основная масса тонко-мелкозернистая

черного пироксена, роговой обманки, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и обособления вторичных минералов — кальцита, хлорита. Крупные порфировые выделения и ксенокристаллы размещены в тонко-мелкозернистой основной массе, сложенной роговой обманкой, плагиоклазом и фельдшпатоидами, представленными самостоятельными минералами — анальцитом, лейцитом, псевдоморфозами по ним и рудным минералом (табл. 3).

Таблица 3

Состав породообразующих, акцессорных и рудных минералов даек лампрофиров, размещенных в гранодиоритах Карабаш-Шавазского интрузива [Ахунджанов и др., 2013]

Компонент, коэффициент	Роговая обманка (13)	Роговая обманка измененная (3)	Роговая обманка чермакитовая (1)	Андезин (6)	Олигоклаз (1)	Альбит-олигоклаз (1)	Ортоклаз (3)	Анальцит (1)	Апатит (3)	Сфен (1)	Титаномагнетит (7)	Магнетит (4)
SiO ₂	40,81	41,71	36,43	56,31	61,27	60,91	64,51	49,45	—	30,67	0,12	0,39
TiO ₂	1,88	1,29	—	—	—	0,13	—	—	—	37,15	3,46	0,18
Al ₂ O ₃	13,69	10,4	17,51	26,95	23,53	18,60	17,98	21,20	—	—	0,13	0,12
Fe ₂ O ₃ +FeO	14,09	12,86	17,79	0,18	0,23	0,69	0,18	0,27	0,32	3,24	94,46	95,76
MnO	0,14	0,25	0,50	—	—	—	—	—	—	—	0,99	0,06
MgO	13,15	8,89	17,12	0,87	1,07	1,25	0,42	—	0,02	—	—	0,20
CaO	11,77	9,31	11,53	9,00	4,73	1,34	0,01	2,84	49,34	28,40	0,08	0,18
Na ₂ O	1,76	2,17	—	6,20	8,99	8,54	1,51	6,65	0,61	—	—	0,12
K ₂ O	1,41	1,61	0,12	0,35	0,18	1,68	15,31	1,22	0,17	—	—	0,12
P ₂ O ₅									38,05	—	—	—
V ₂ O ₅	0,05	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,55	0,52	0,06
Cr ₂ O ₅	0,01	0,01	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0,60	—	—	—
Сумма	98,76	88,56	101,13	99,86	100	93,14	99,92	81,63	88,51	100,01	99,76	97,19

Примечания. Микрозондовые точечные определения выполнены на электронном микроанализаторе «Jeol-8800Rh» (Япония) в Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, С.О. Зенковой. Кроме того, определены (%): в андезине — In₂O₃ — 0,07; в роговой обманке — NiO — 0,01; в ортоклазе — BaO — 0,45; в титаномagnetите — CoO — 0,01; ZnO — 0,02; Ag₂O — 0,01; Cr₂O₃ — 0,05; в магнетите — CoO — 0,05; в пирите, обрастающем роговую обманку — Ni — 0,20; Co — 0,20; As — 0,10; La — 0,52; Ce — 0,03; Pt — 0,31; в пирите основной массы — Ag — 0,14 (в скобках количество анализов).

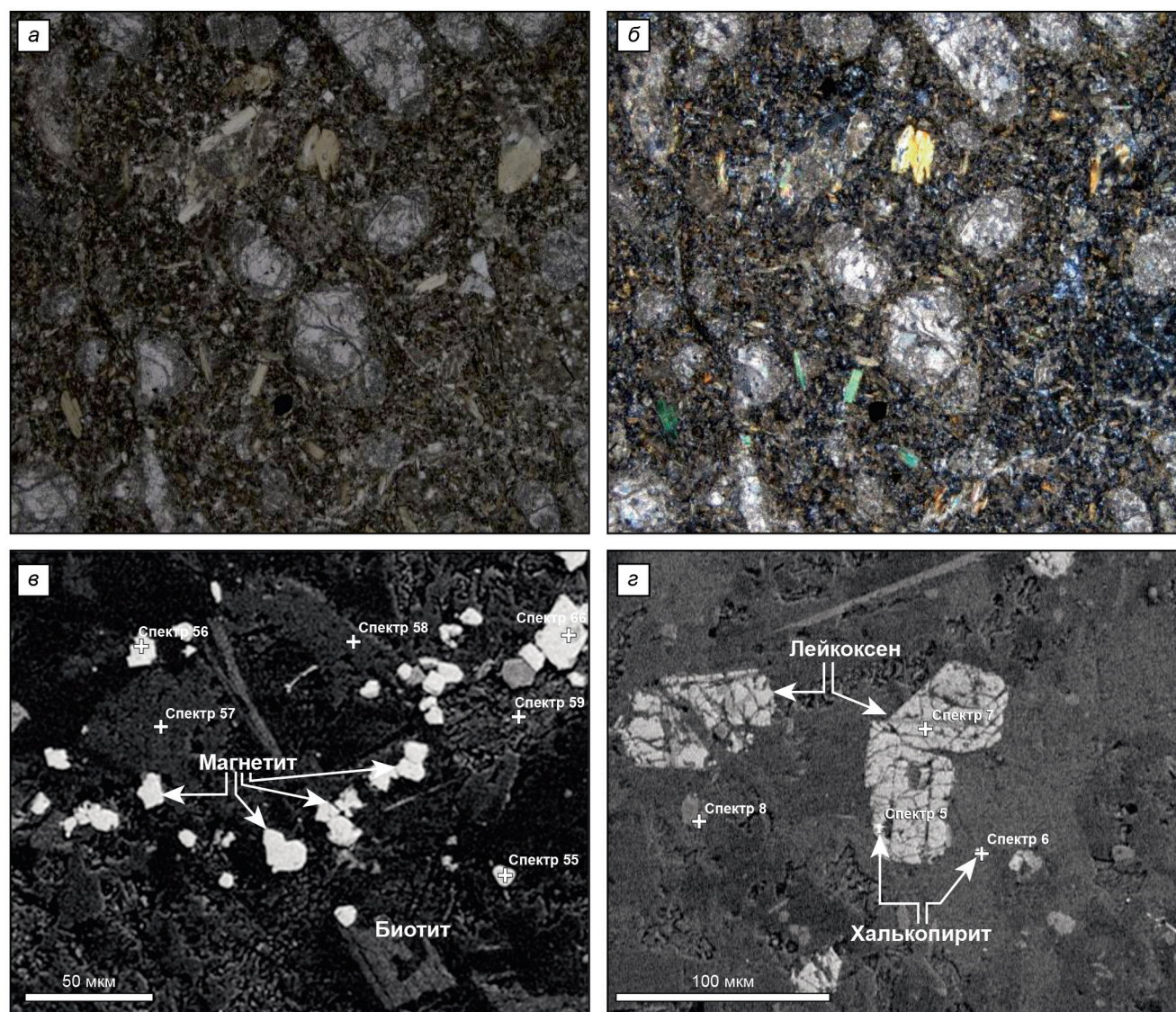


Рис. 6. Микрофотографии шлифов и растровые снимки микроминералов в основной массе кампто-мончикитовой дайки в бассейне реки Акчасай (АК-3): а — порфировая структура, вкрапленники оливина (при одном николе); б — то же (при двух николях); в — сахаровидный магнетит в основной массе; г — выделения лейкоксена и халькопирита. (Сканирующий электронный микроскоп Carl Zeiss с приставкой системы микроанализа Oxford instrument (SEM-EDX), Лаборатория физико-химических методов исследования, Центр передовых технологий при Министерстве инновационного развития Республики Узбекистан)

Структура основной массы микропорфировая, лампрофировая. В породе много игольчатого призматического апатита. Он чаще заключен в магнетит и оба этих минерала цементируются хлоритом. Большее количество апатита и магнетита размещено в роговой обманке, в которой встречаются и кристаллы лейцитита.

В ксенолитах роговообманкового пироксенита состав пород изменчивый. В среднем в них пироксена около 35 %, роговой обманки 45 %, рудного минерала 20 %. Роговообманковые пироксениты от мелко- до крупнозернистой, гипидиоморфнозернистой и сидеронитовой структуры. Минералы породы образованы в следующей последовательности: титаномагнетит, магнетит — пироксен (диопсид, авгит) — роговая обманка (бурая).

Кампто-мончикиты обнаружены в верховье р. Акчасай около вершины Таллагауз, где наблюда-

ется выход небольшой дайки мощностью около 1 м. Она прослеживается на расстоянии 5 м. Внешне порода темно-серого цвета, порфировая с массивной мелкозернистой основной массой. Наблюдаются кварцевые прожилки. Во вкрапленниках присутствуют оливин, пироксен, которые сильно замещены серпентином и карбонатом. Кроме них в незначительном количестве участвуют биотит и амфибол. Основная масса также замещена серпентином и карбонатом, но в ней реликты анальцита и псевдолейцитита, при этом сохраняются участки сферолитовой структуры основной массы (рис. 6).

Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, лейкоксеном, халькопиритом и др. (рис. 6). Особенностью кампто-мончикитов является то, что в основной массе магнетит образует характерные рассеянные формы. Лейкоксен, как известно, является продуктом изменения титановых

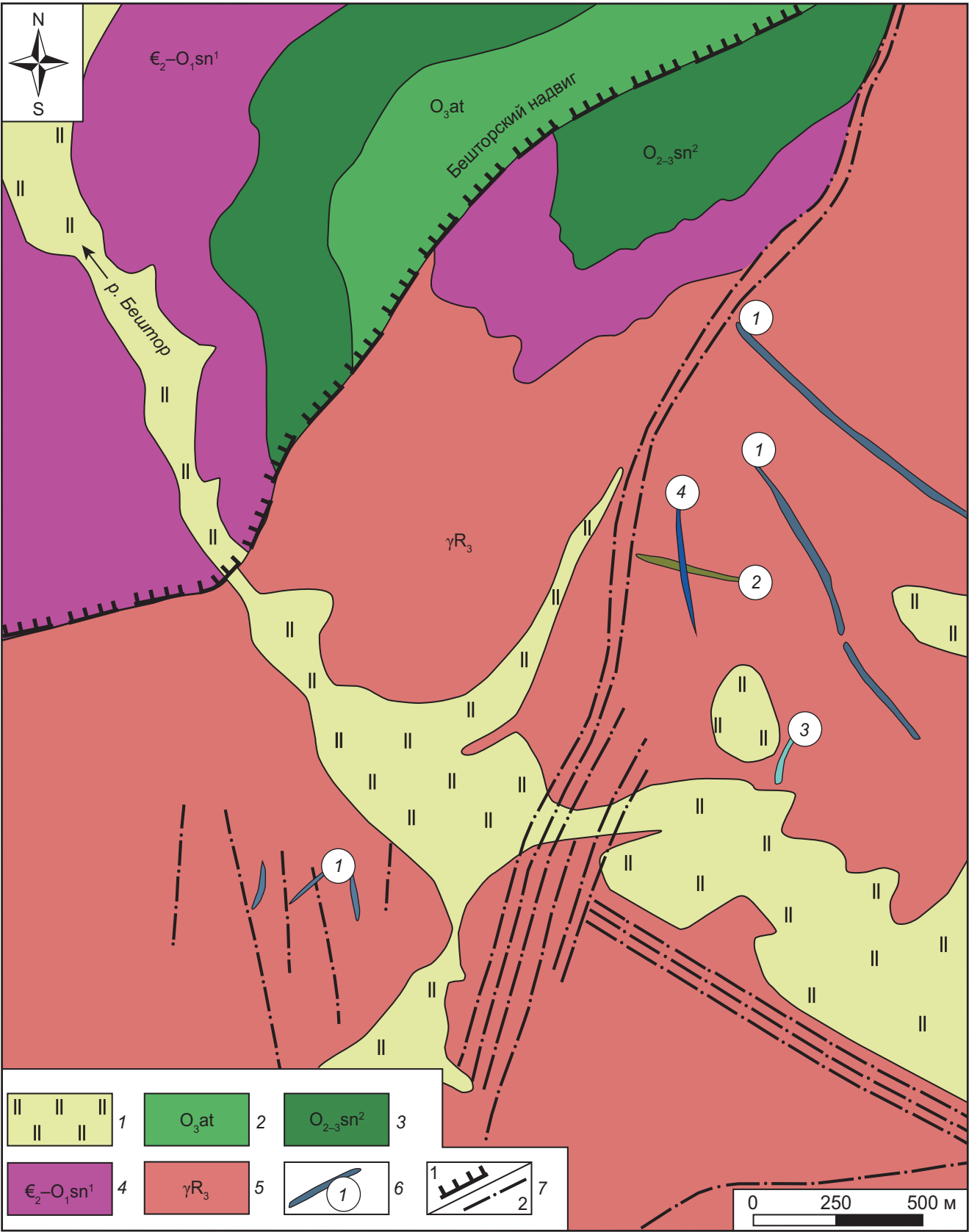


Рис. 7. Схема геологического строения участка бассейна реки Бештор: 1 — четвертичные отложения; 2 — аукхская свита: полимиктовые песчаники, гравелиты, линзы мелкогалечных конгломератов, прослой алевролитов; 3 — средний-верхней ордовик верхнесандалашская подсвита: известняки, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 4 — средний кембрий — нижний ордовик нижнесандалашская подсвита: аркозовые песчаники, конгломераты, доломиты, алевролиты, сланцы, линзы риолитов; 5 — верхнерифейские гранитоиды Бештор-Тундукского интрузива; 6 — дайки, цифры в кружках: 1 — диабазы, 2 — кампто-мончикиты, 3 — минетта, 4 — оливиновая минетта; 7 — разломы: 1 — надвиги, 2 — разломы

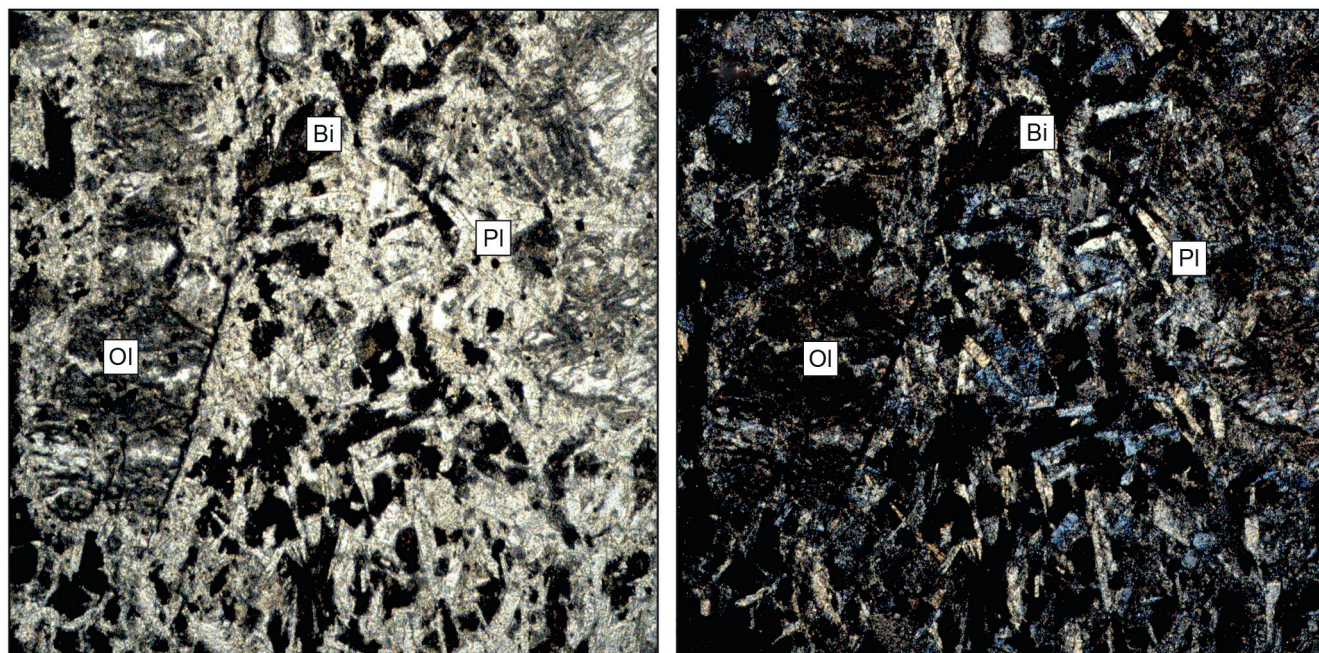


Рис. 8. Микрофотография кампто-мончикита. Крупные фенокристаллы представлены оливином и биотитом, которые погружены в войлок плагиоклазов. Порода сильно подвергнута карбонатизации и ожелезнению. Основная масса псевдоофитовая. Шлиф X-127. Без анализатора. Ув. $\times 40$

минералов, тонкозернистые минеральные смеси оксидов титана с кварцем, ильменитом, гидроксидами железа, марганца и др. В основном состоит из рутила и анатаза.

Результаты рубидий-стронциевых исследований мончикитов и кампто-мончикитов бассейна рек Шавазсай и Акчасай свидетельствуют о том, что они образовались в позднем триасе (220 ± 6 Rb-Sr млн лет) [Далимов, 2020]. Абсолютный возраст субщелочных пород (полевошпатовые лампрофиры) бассейна реки Карабау равен 287 ± 4 млн лет и значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70862$ [Ахунджанов и др., 2018]. Первичное отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных лампрофирах равно 0,70710. Это завышенный показатель, поскольку в аналогичных породах он ниже 0,705. Это свидетельствует о широком участии в формировании этих пород материала сиалической коры.

Участок бассейна реки Бештор. Кампто-мончикиты обнажаются в среднем течении р. Бештор, на правом ее борту (рис. 7). Залегают среди гранитоидов Бештор-Тундукского интрузива. Дайки кампто-мончикитов субширотного простирания, падение контактов не крутое (30°), мощность 60 см.

Кампто-мончикиты представляют собой породы серого, зеленовато-серого цвета. Структура их порфировая, порфировые вкрапленники сложены, в основном, оливином, реликтами авгита, плагиоклаза и биотита. Особой чертой дайки является наличие крупных сильно замещенных зерен оливина, который полностью превращен в смесь талька, иддингсита и серпентина (рис. 8). Плагиоклаз полностью серицитизирован, пелитизирован и альбитизирован.

Пироксен также замещен смесью рудного минерала и карбоната. Сохранились реликты кристаллов

удлиненной формы и в некоторых из них можно наблюдать при включенном анализаторе свойства интерференции. Биотит полностью замещен лейкоксеном. Основная масса офитовая, сложена реликтами пироксена, плагиоклаза и биотита. Порода сильно изменена в результате вторичных низкотемпературных метасоматических процессов.

Оливиновая минетта в пределах Бештор-Тундукской площади впервые обнаружены авторами на правом борту среднего течения реки Бештор. Имеет отчетливые рвущие контакты с кампто-мончикитами. С вмещающими гранитоидами Бештор-Тундукского интрузива имеет резкие контакты. Макроскопически порода черного цвета, плотная, массивная, порфировой структуры со скрытокристаллической основной массой (рис. 9). В основном базисе слабо выражены порфировые вкрапленники оливина, занимающие до 10 % от всего объема пород, количество которых увеличивается в сторону эндоконтакта.

В зонах контакта породы становятся порфировыми (до 15 % от объема породы) и приобретают флюидальную текстуру. Это косвенно, свидетельствует о том, что вкрапленники имеют интрателлурическую природу. В приконтактной полосе дайки изменены, что выражено в серпентинизации фемических минералов, в основном, оливинов, размеры этих вкрапленников достигают до 0,5 см в поперечнике.

Структура порфировая, основная масса аллотриоморфнозернистая. Порфировые вкрапленники составляют до 20 % от всей породы и представлены оливином, биотитом. Доля оливина — более 15 % крупных порфировых выделений и он образует удлиненно-изометричные, округлые и в редких слу-

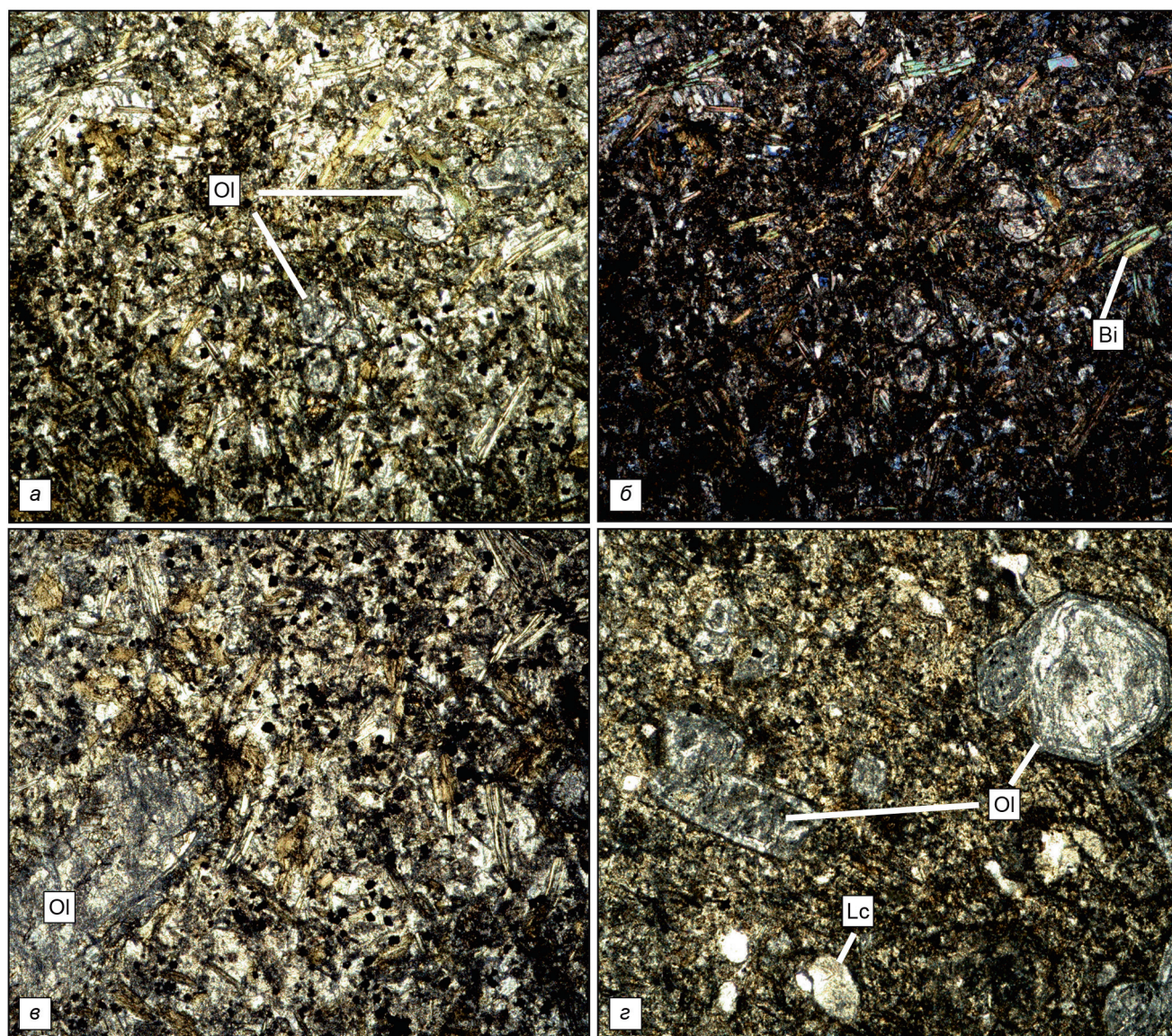


Рис. 9. Микроструктура оливиновой минетты. Структура породы порфировая. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, участками шаровая. а, б — выражены мелкие округлые зерна оливина, и он создает вид шаровой структуры; в — кристаллы оливина сильно серпентинизированы и карбонатизированы; г — закалочная часть дайки, структура порфировая с афировой основной массой. Порфировые вкрапления сложены оливинном, и он образует идиоморфные формы справа вверху, а также наблюдаются мелкие 0,01–0,15 зерна псевдолейцита. Шлиф Х-127/1. б — с анализатором; а, в — без анализатора; шлиф Х-127/2 г — без анализатора Ув. $\times 40$

чаях шестигранные зерна, полностью замещенные смесью талька, серпентина и магнетита, размером до 1,5 мм. В основной массе оливин образуют округлые зерна с тонкими корочками талька, что напоминает шаровую структуру.

Биотит образует удлиненные чешуи зеленовато-коричневого цвета, плеохроирует от зеленого до светло-бурого цвета. Основная масса сложена пироксеном, биотитом, калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазами и псевдолейцитами. Псевдолейциты образуют мелкие округлые миндалины размером 0,1–0,2 мм, замещенные каолином и карбонатом. Видимо он первично образовался в округлых пустотах, где впоследствии был замещен каолином и карбонатом.

Минетта впервые установлена авторами на правом борту среднего течения р. Бешторсая, на площади Березового рудопроявления. Имеет мощность 1,4 м. С вмещающими породами, гранитоидами Бештор-Тундукского интрузива, имеет резкие контакты. Минетта темно-серого цвета, имеет плотный облик (обр. Х-125), в порфировых выделениях макроскопически выражено наличие оливина и тонкозернистых скоплений биотита (рис. 10).

Под микроскопом структура лампрофировая. Порфировые выделения представлены зернами разложенного оливина, удлиненными зернами биотита и единичными кристаллами пироксена. Основная масса породы тонкозернистая, приконтактная часть дайки имеет скрытокристаллическую структуру.

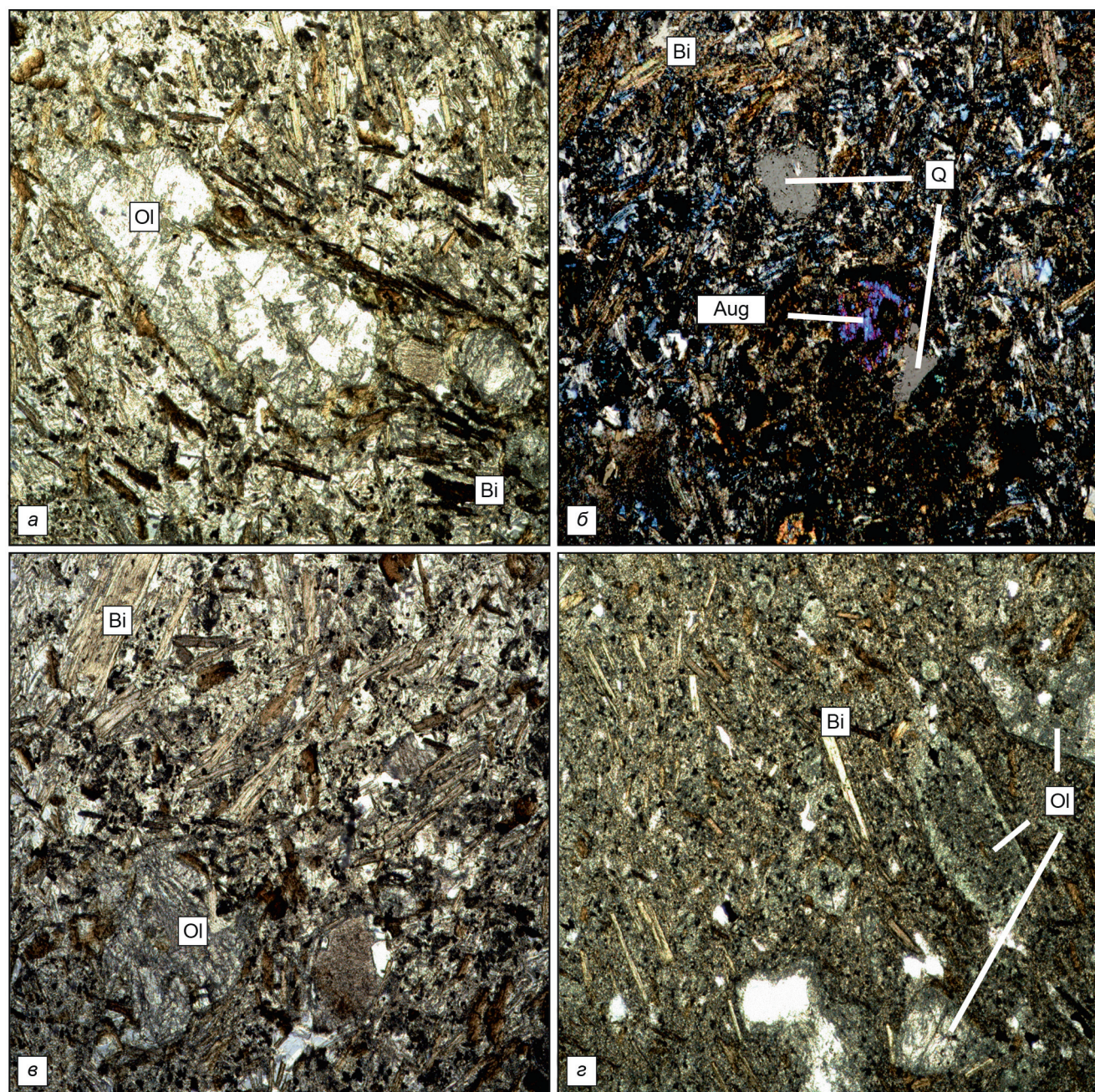


Рис. 10. Микроструктура минетты. Структура породы порфировая. Структура основной массы лампрофировая, удлиненно-призматически-зернистая. а, б, в — минетта с порфировыми выделениями оливина (а) и пироксена (в центральной части рисунка с высокой интерференционной окраски) (б). Основная масса удлиненно-призматическая, сложенная листочками биотита и мелким ксеноморфогенным кварцем (в). Закалочная часть даек образует порфировую структуру с выделениями оливина и удлиненными листочками биотита. В стекловатой основной массе видны мелкие игольчатые кристаллы биотита, рудного минерала и округлого псефдолейцита (з). Шлиф Х-125. без анализатора. Ув. 40×, а, в; с анализатором б; Шлиф Х-125/1 без анализатора. Ув. 40×

В основной массе изогнутые и параллельно-ориентированные кристаллы биотита создают флюидальную текстуру (рис. 10, в, з), которая повторяется в закалочной части дайки. В эндоконтакте дайки в фенокристах преобладающим является оливин. Он замещен вторичными минералами (талк, серпентин). Структуру пород можно охарактеризовать как лампрофировую, все вкрапленники представлены темноцветными минералами. Биотит в основной массе обтекает крупные вкрапленники оливина. Последовательность образования минера-

лов представляется следующей: порфировые выделения — оливин — пироксен — биотит; в основной массе — оливин — апатит — рудный минерал — пироксен — биотит — полевошпат. В ассоциации с биотитом наблюдается апатит.

Характерной чертой рассматриваемых лампрофиров является преобладающий оливин-биотитовый состав порфировых выделений, который резко отличает их от керсантита и мончикита, а также отсутствие калиевого полевошпата в основной массе минетты.

Таблица 4

Химический состав фельдшпатоидных лампрофиров Чаткало-Кураминского региона

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	42,5	43,1	43,62	43,63	43,79	43,83	44,26	43,90	40,70	40,61	43,31	40,46	40,95	41,00	44,51	42,67	44,05
TiO ₂	2,60	2,30	2,60	2,42	2,48	2,53	0,24	0,36	–	0,80	0,94	0,73	0,77	0,84	0,97	0,77	1,21
Al ₂ O ₃	11,4	12,0	12,05	12,10	12,60	12,50	2,22	3,85	–	9,94	11,35	9,55	6,89	22,68	14,45	9,34	14,73
Fe ₂ O ₃	4,30	3,20	3,55	3,20	3,50	3,08	2,05	1,70	–	5,06	4,78	4,45	5,40	10,58	1,03	1,85	5,19
FeO	7,50	8,40	8,01	7,08	7,83	8,11	6,67	6,85	8,10	3,37	3,59	3,66	5,68	–	5,75	5,68	5,55
MnO	0,15	0,20	0,20	0,17	0,18	0,18	0,12	0,11	0,20	0,30	0,21	0,27	0,26	0,21	0,27	0,13	0,16
MgO	13,5	12,5	12,24	11,43	11,50	11,40	40,96	37,55	49,20	12,09	9,87	11,69	12,52	6,14	9,88	11,89	7,17
CaO	8,80	9,00	8,90	9,18	9,25	8,70	1,46	3,40	0,10	12,05	11,95	12,33	8,05	8,82	4,49	7,29	9,89
Na ₂ O	2,70	3,20	2,80	3,02	3,19	3,16	0,31	0,31	–	1,77	2,69	1,77	2,57	5,57	2,61	1,22	2,07
K ₂ O	1,70	1,80	1,84	1,97	1,79	2,00	0,18	0,16	–	3,16	3,66	3,09	3,41	3,62	3,38	3,29	3,17
P ₂ O ₅	–	0,70	0,68	0,66	0,67	0,67	0,05	0,07	–	0,56	0,60	0,50	0,79	0,28	0,21	0,71	0,48
H ₂ O	–	0,10	0,44	0,44	0,44	0,45	–	–	–	–	–	–	–	–	0,10	0,10	–
CO ₂	–	0,60	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	6,93	9,68	–
П.п.п.	4,10	3,30	3,20	3,72	3,41	3,74	1,76	2,15	1,20	9,61	7,41	10,65	11,94	0,27	12,1	14,52	–
Сумма	99,23	100,4	100,13	99,98	100,17	100,44	100,28	100,41	99,50	99,32	100,36	99,15	99,23	100,01	99,65	99,36	100,42
Петрохимические коэффициенты пород																	
al'	0,45	0,50	0,51	0,56	0,55	0,55	0,04	0,08	–	0,48	0,62	0,48	0,29	1,36	0,87	0,48	0,82
f'	27,9	26,4	26,4	24,13	25,31	25,12	49,92	46,46	57,3	21,32	19,18	20,53	24,37	17,56	17,63	20,19	19,12
Кф	46,64	48,13	48,57	47,35	49,63	49,54	17,55	18,55	14,14	41,08	45,89	40,96	46,95	63,28	40,70	38,77	59,97
Na ₂ O+ K ₂ O	4,40	5,00	4,64	4,99	4,98	5,16	0,49	0,47	–	4,93	6,35	4,86	5,98	9,19	5,99	4,51	5,24
K ₂ O/Na ₂ O	1,59	1,78	1,52	1,53	1,78	1,58	1,72	1,94	–	0,56	0,73	0,57	0,75	1,54	0,77	0,37	0,65
Нормативный минеральный состав пород (по методу CIPW)																	
Плагиоклаз	22,03	26,08	27,64	25,51	26,68	26,27	6,76	11,26		9,84	8,08	8,99		26,19			31,28
Ортоклаз	10,05	10,05	10,87	11,64	10,58	11,82	1,06	0,95		3,26	10,61	1,31	18,92	4,28	19,97	19,44	18,73
Нефелин	8,01	7,78	5,92	7,42	8,17	7,85				8,11	12,33	8,11	8,91	25,53			4,21
Лейцит										12,09	8,64	13,29	0,97	13,42			
Диопсид	23,51	18,31	19,77	21,93	21,31	19,78	2,19	6,12	0,39	36,11	37,01	38,33	27,57	9,97			19,38
Гиперстен							21,3	16,57	1,65						32,71	37,25	
Оливин	20,23	22,49	20,42	17,43	18,52	19,44	63,54	59,95	96,06	9,84	6,08	9,2	17,21	7,48			8,97
Акмит													4,66				
Ильменит	4,94	4,37	4,94	4,60	4,71	4,81	0,46	0,68		1,52	1,52	1,39	1,46		1,84	1,46	2,30
Магнетит	6,23	4,64	5,15	4,64	5,07	4,47	2,97	2,46		7,34	6,93	6,45	5,49		1,49	2,68	7,53
Гематит							–	–						10,58			
Апатит		1,62	1,58		1,55	1,55	0,12	0,16		1,30	1,39	1,16	1,83	0,65	0,49	1,65	1,11
Кальцит		1,36													7,52	11,34	
Кварц															13,15	8,88	
Корунд															10,79	5,78	

Примечания. Участок бассейна реки Кичик: 1–6 — кампто-мончикиты, ксенолиты; 7 — гарцбургиты (9) , 8 — лерцолиты (2) , 9 — оливинит [Таджибаев, 1991]. Участок бассейна реки Шаваз: 10–13 — мончикиты [Далимов, 2020]; 14 — камптонит [Ахунджанов, 2013]. Участок бассейна реки Бештор: 15 — кампто-мончикит, 16 — оливиновая минетта, 17 — кампто-мончикит Южного Тянь-Шаня [Мушкин, 1979]. В круглых скобках указано количество анализов.

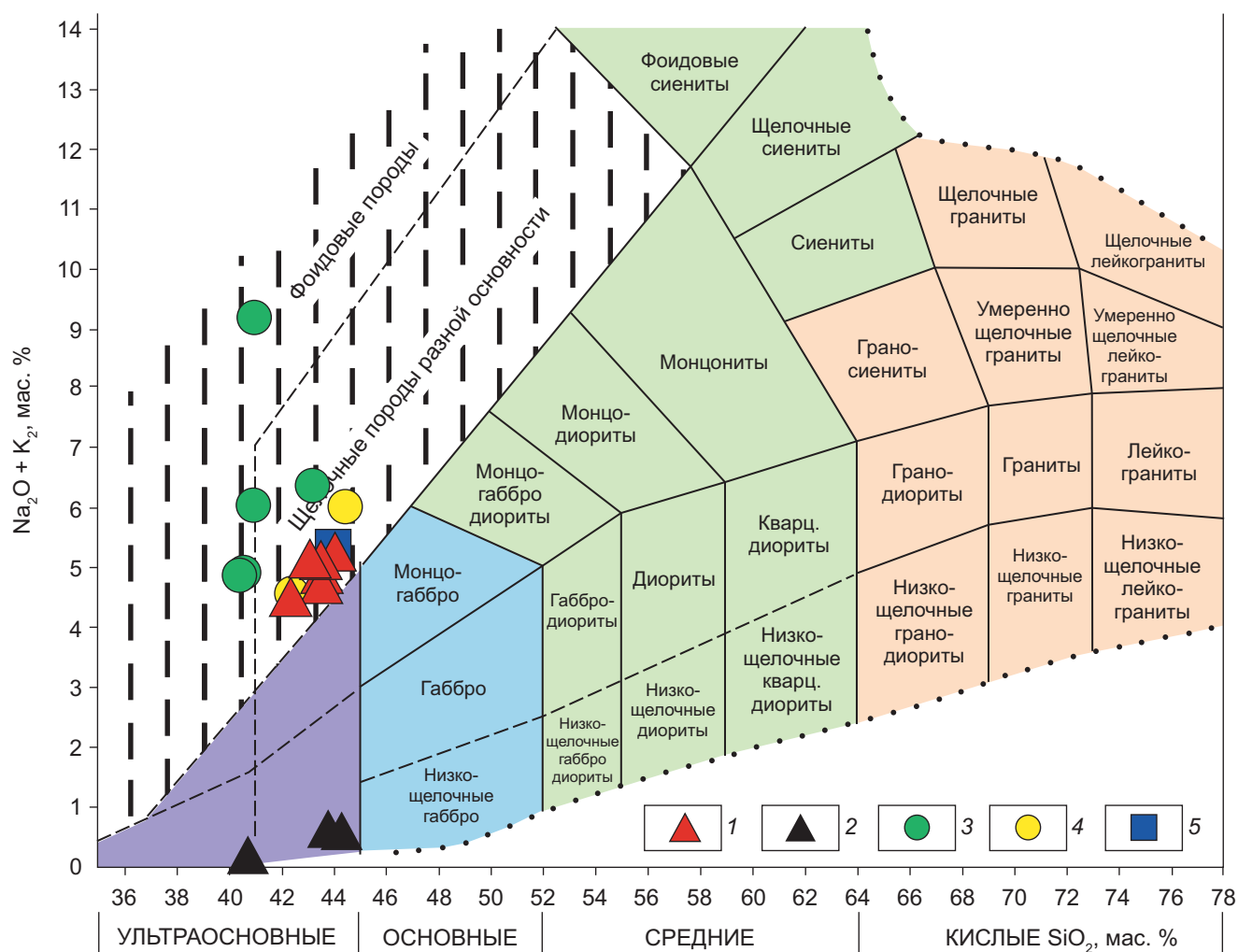


Рис. 11. Положение фигуративных точек составов пород даек на TAS — диаграмме. 1 — камптониты и мончикиты бассейна реки Кичик Алтынтюпканского рудного поля, 2 — мантийные ксенолиты в кампто-мончикитах басс. р. Кичик, 3 — мончикиты и камптониты бассейна реки Шаваз, 4 — мончикиты и оливиновые минетты бассейна реки Бештор, 5 — камптониты и мончикиты Южного Тянь-Шаня

Обсуждение результатов. Химический состав пород даек приведен в табл. 4, которые были нанесены на различные классификационные и диагностические диаграммы.

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (рис. 11) камптониты и мончикиты всех участков образуют единое поле, где содержание SiO_2 составляет 40–45 %, а K_2O 4–9 %. Количество калия в мончикитах участка бассейна реки Шаваз высокое, по сравнению с породами остальных участков и кампто-мончикитов Южного Тянь-Шаня.

По химическому составу мончикиты Шаваз-сая относятся к калиево-натриевой серии $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 0,57–0,73, а по содержанию TiO_2 являются низкотитанистыми, тогда как в кампто-мончикитах Южного Тянь-Шаня содержание титана среднее содержание титана, а в аналогичных породах бассейна реки Кичик — высокое. Что касается ксенолитов перидотитов и пироксенитов, то они совсем в ином поле, подтверждая чужеродность по отношению к кампто-мончикитам Алтынтюпканского рудного поля. Фигуративные точки изученных пород четко

попадают в поле щелочных лампрофиров средне- и высококальциевой серии (рис. 12). На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--MgO} \times 100 / \Sigma \text{Fe} + \text{Mg}$ все фигуративные точки четко попадают в поле тефрит-лейцитовидной серии (рис. 12, а). Несмотря на высокие значения глинозема, щелочей, кальция, фосфора, дайки мончикитов бассейна реки Шаваз умеренно содержат фельдшпатоиды.

Кампто-мончикиты участка бассейна реки Бештор на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ располагаются в поле щелочных габброидов и базальтоидов-пикритов, относятся к калиево-натриевой серии с преобладанием K_2O над Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,77$), умеренно глинозёмистые $\text{al}'=0,86$, меланократовые по фемичности $\text{f}'=17,62$.

Фигуративная точка оливиновой минетты на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ находится в поле щелочных пикритов, относится к калиево-натриевой серии с преобладанием K_2O над Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,37$), а минетты — в поле субщелочных габброидов, относится к калиево-натриевой серии с преобладанием K_2O над Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,40$), умеренно глино-

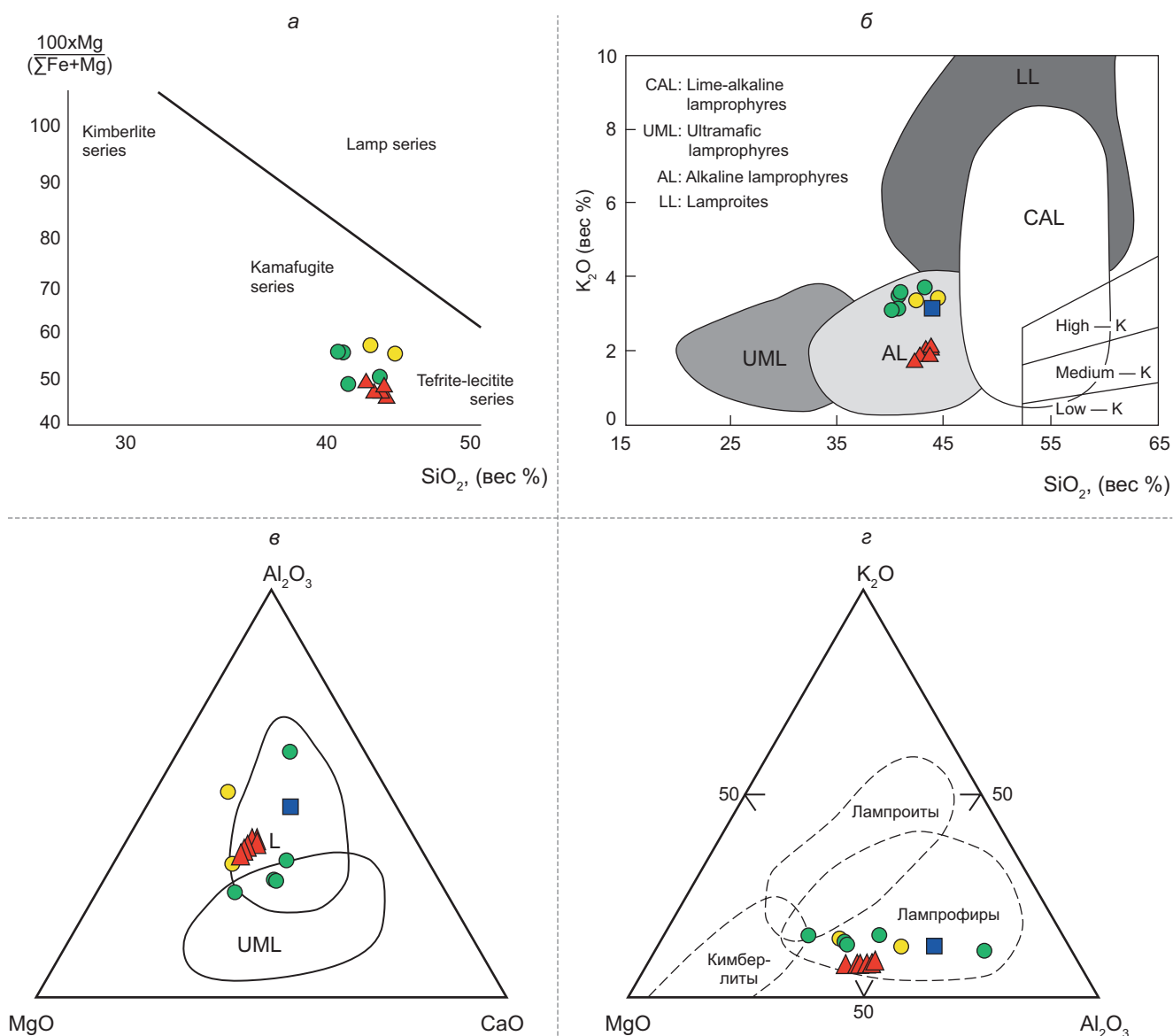


Рис. 12. Положение фигуративных точек составов пород даек на диаграммах: SiO_2 — $\text{MgO} \times 100 / \Sigma \text{Fe} + \text{Mg}$ (a) [Кононова и др., 2011], SiO_2 — K_2O (б) [Rock, 1991], MgO — Al_2O_3 — CaO (в) и MgO — K_2O — Al_2O_3 (г) [Rock, 1991]. Усл. обозначения см. на рис. 11

зёмистые $\text{al}' = 0,86$, меланократовые по фемичности $f' = 16,10$, с коэффициентом агапитности 0,48.

Практически все составы лампрофиров попадают в поле щелочных лампрофиров с небольшими отклонениями, что свидетельствует о качестве химических анализов и степени изменений пород лампрофиров. В связи со сложностями, возникающими при классификации мончикитов Шавазсай, полученные материалы позволяют отнести изученные породы к оливин-нефелин-лейцит нормативным мончикитам и камптонитам тефрит-лейцититовой серии щелочно-ультраосновных пород.

Низкие соотношения Ce/Yb (38–44) в лампрофиров подтверждают щелочной характер пород (табл. 5). Совместимые элементы, такие как Cr, Ni, V, Zr, Hf, Sr и Ba, заметно уменьшаются с увеличением SiO_2 . Напротив, Rb и U показывают несовместимое увеличение по сравнению с полевошпатовыми лам-

профитами. Содержание рубидия в фельдшпатоидных лампрофиров заметно больше (до 70 г/т).

Высокое содержание U в лампрофиров р. Шавазсай может объясняться тем, что дайки встречаются в пределах U-минерализованной зоны (бассейна реки Дукент и Карабау). Концентрации тория во всех лампрофиров близки к кларку (табл. 5). Концентрации U и Th сильно положительно коррелируют, а радиоактивность в лампрофиров обусловлена U с отношением Th/U в среднем 3,26. Сумма РЗЭ в щелочных лампрофиров р. Шавазсай близка кларку (239,30 г/т), что свидетельствует о насыщенности РЗЭ в минералах носителей. По количеству малых и петрогенных элементов щелочные лампрофиров р. Шавазсай имеют металлогеническую специализацию на Fe, Ti, в меньшей мере — Cr, V, Ni, РЗЭ. По содержанию рудных элементов лампрофиров можно охарактеризовать как имеющие общую геохимиче-

Таблица 5

Содержание петрогенных и малых элементов (в г/т)
в лампрофирах бассейнов рек Шаваз и Бештор

Эле- мент	1	2	3	4	Эле- мент	5	6	7
Mo	1,5	1	1	–	Li	23,3	21,2	29,4
Ag	–	–	–	1,90	Be	2,1	2,0	3,4
Cd	–	–	–	0,55	Rb	166	186	162
In	–	–	–	0,48	Sr	504	657	632
Sn	–	–	–	2,97	Cs	6,3	25,1	7,9
Sb	0,6	0,6	0,6	1,02	Ba	307	16505	792
Te	–	–	–	0,27	V	188	176	123
Cs	9,7	19,3	16,4	11,3	Cr	432	416	293
La	35,7	52,0	52,4	49,5	Mn	2100	1000	881
Ce	63,9	96,8	96,7	98,7	Co	31,8	34,6	27,5
Pr	7,4	16,1	17,0	9,31	Ni	161	260	176
Nd	25,7	38,1	39,4	47,0	Nb	11,4	14,8	17,2
Sm	6,7	8,9	8,1	6,83	Ta	1,5	1,6	1,5
Eu	1,2	2,6	2,5	2,52	Sc	27,5	26,1	16,7
Gd	4,9	7,2	8,3	5,72	Y	25,6	20,2	19,5
Tb	0,8	1,3	0,7	0,64	Mo	1,0	1,0	1,1
Dy	4,8	8,3	8,2	7,26	W	1,7	2,0	2,1
Ho	0,6	0,8	0,6	0,61	Hf	2,3	8,1	7,6
Er	1,8	3,0	2,2	1,84	La	27,5	25,9	34,7
Tm	0,4	0,4	0,4	0,54	Ce	64	69	74
Yb	2,2	2,5	2,3	2,23	Pr	6,5	12,6	8,6
Lu	0,3	0,4	0,5	0,37	Nd	24,8	23,8	30,7
Hf	3,1	6,9	6,5	3,88	Sm	4,2	8,1	3,0
Ta	1,1	1,9	1,8	1,40	Eu	1,6	1,8	1,8
W	3,8	1,3	110	2,41	Gd	3,6	3,3	2,8
Tl	–	–	–	0,93	Tb	1,0	1,0	0,9
Pb	15,3	69,3	34,8	23,8	Dy	5,9	2,8	2,5
Th	13,6	14,1	15,6	21,6	Ho	2,2	2,4	3,0
U	4,3	5,0	5,9	4,86	Er	2,7	2,5	2,5
ΣРЗЭ	156,40	238,40	239,30	233,07	Tm	0,4	0,3	0,4
Th/U	3,16	2,82	2,64	4,44	Yb	2,5	2,3	1,9
Ce/Yb	29,04	38,72	42,04	44,26	Lu	0,3	0,3	0,3
					Th	12,6	13,9	12,2
					U	4,0	4,8	4,2
					Cu	9	89	66
					Zn	106	60	102
					Ga	16,1	18,4	18,7
					Sn	3,5	6,1	5,3
					Pb	5,2	130,0	14,6
					As	53,4	23,8	14,9

Примечание. 1–4 — мончикиты бассейна реки Шаваз; 5 — кампто-мончикит, 6 — оливиновая минетта, 7 — минетта бассейна реки Бештор.

скую специализацию на U, Th, Pb, Zn, W, Ag, Cs, Ag, As, Hf, Sb, Sc 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. 5). Как известно [Higazy, 1954] расплавы, возникающие в ходе кристаллизационной дифференциации первичных магм, имеют более низкие величины Ni/Co отношения по сравнению с первичными выплавками [Когарко, 1973]. В кампто-мончикитах отношения Ni/Co соответствуют 5, оливиновых минеттах — 7,5, минеттах — 6,4. Значения отношения Ni/Co более двух свидетельствуют о том, что дайки лампрофиров возникли в результате дифференциации щелочно-базальтовой магмы в глубинных мантийных очагах смещением с корового материала. Аналогичное поведение сидерофильных элементов Ni, Cr и Co с некоторой долей условности соответствует механизму кристаллизационной дифференциацией. Действительно, максимальные содержания Ni и Co отмечаются в лампрофирах. Следует отметить, что повышенное содержание хрома, а также редких щелочных металлов объясняется ассимиляцией первично мантийной магмы с коровым материалами.

Нормализованные хондритом РЗЭ лампрофиров показывают характерное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, отсутствие отрицательного Eu минимума, что типично для низкой степени частичного плавления мантийного источника и согласуется с данными [Рокк, 1991].

Дайки лампрофиров, представленные минеттами и оливиновыми минеттами, относятся к наиболее поздним образованиям, связанным с активизацией (возрождением) глубинных мантийных очагов щелочно-базальтоидных магм. Отличительные черты химического состава пород, породообразующих фемических и салических минералов основных даек Бештор-Тундукского интрузива, взаимоотношения даек кампто-мончикитов и оливиновых минетт указывают на формирование лампрофирового расплава из более глубинных уровней астеносферной мантии.

Что касается ксенолитов в кампто-мончикитах, то они представлены глубинными и коровыми включениями — гарцбургитами, лерцолитами и др., которые, как считают [Шарков и др., 2015] были вынесены из головной части мантийного плюма, который под Чаткало-Кураминским регионом интродировал до глубины 60 км [Черновский, 1988].

Выводы. Щелочные лампрофиры широко распространены в Чаткало-Кураминском регионе, они являются индикаторами нового геодинамического внутриплитного этапа и не зависят от предыдущей земной коры, как предполагалось [Scarrow, et al., 2011]. Изученные лампрофиры по минеральному составу и структуре согласно современной классификации лампрофиров относятся к камптонитам, мончикитам и переходным кампто-минеттам. Абсолютный возраст отдельных лампрофиров по

определению K-Ar и Rb-Sr методам соответствует триасу и юре. Щелочные лампрофиры имеют металлогеническую специализацию на Fe, Ti, Cr, V, Ni, P3Э, геохимическую специализацию на U, Th, Pb, Zn, W, Ag, Cs, Ag, As, Hf, Sb, Sc и редкоземельные металлы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. Об источниках магм ультрабазит-базитовых даек лампрофиров Юго-Западных отрогов Чаткальского хребта (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 4. С. 12–21.

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О., Сайдыганиев С.С. О рудоносности лампрофиров Чаткало-Кураминского и Нуратинского регионов (Западный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы, 2013. № 6. С. 9–22.

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

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 2006. 215 с.

Далимов Н.Р. Лампрофиры Шаваз-Дукентского грабена и их рудоносность (Чаткальский хребет): Автореф. дисс. ... докт. филос. (PhD) по геол.-мин. наукам. Ташкент, 2020. 40 с.

Далимов Р.Т., Курбанов А.А., Далимов Н.Р., Есенбаев А.Г. Щелочно-ультраосновные дайки бассейна р. Шавазсай // Геология и минеральные ресурсы. 2016. № 6. С. 17–21.

Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 227 с.

Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Чаткало-Кураминская «горячая точка» и история развития магматизма // Геология и минеральные ресурсы. 2003. № 5. С. 3–14.

Ишбаев Х.Д. Ксенолиты и гомеогенные включения в магматических образованиях (на примере Кызылкумо-Кураминского окраинно-континентального вулканического пояса). Ташкент: ГП «НИИМР», 2016. 176 с.

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

Каримова Ф.Б. Плутонические дайки золото-серебряных месторождений Алмалык-Ангренского района. Ташкент: Lesson press, 2020. 15 с.

Кебезинкас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.

Когарко Л.Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441–1446.

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

Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Селтманн Р., Конопелько Д.Л. Геодинамическая эволюция магматизма и связанного с ним оруденения Западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 1. С. 3–15.

Миркамалова Р.Х., Диваев Ф.К. и др. Геологическая карта Республики Узбекистан. М 1:500 000. Ташкент: ИМР, 2023.

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

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерством геологии и горно-добывающей промышленности Республики Узбекистан (Проект 1172/8 «Составление Атласа петротипов магматических пород Узбекистана»).

Мушкин И.В. Щелочные базальтоиды и лампрофиры верховьев р. Карабау (Южный склон Чаткальского хребта) // Узб. геол. журн. 1966. № 2. С. 28–36.

Петрографический кодекс России / Гл. редактор А.Ф. Морозов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Садыкова Л.Р. Геодинамические обстановки развития Срединного Тянь-Шаня (Чаткало-Кураминский регион) в позднем докембрии и раннем палеозое // Мат-лы междунар. конф. «Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». Новосибирск, 2016. С. 154–155.

Сафонов Ю.Г. Комплексные золотосодержащие эндогенные месторождения и флюидно-магматические рудообразующие системы с многометальной специализацией // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 1. С. 33–36.

Сафонов Ю.Г. Рудогенерирующие флюидно-магматические системы рудных гигантов благородных и цветных металлов в провинциях — область проявления плюмового магматизма // Материалы международной конференции «Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли». Иркутск, СО РАН, 2015. С. 83–84.

Таджибаев Г.Т., Агеева Л.И., Дзайнуков А.Б. и др. О юрском возрасте щелочных базальтоидов Срединного Тянь-Шаня, по данным K-Ar метода датирования // ДАН ТаджССР. 1984. Вып. 33. Т. XXXII. С. 192–195.

Таджибаев Г.Т., Дзайнуков А.Б., Кошлаков И.П., Токарев В.В. Находка новой трубки взрыва щелочных базальтоидов в Срединном Тянь-Шане // ДАН ТаджССР. 1991. № 6. Т. XXXIV. С. 377–380.

Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: АН УзССР, 1958. 471 с.

Черновский Б.А. Плотностные неоднородности верхней мантии Чаткало-Кураминского региона // Узб. геол. журн. 1988. № 6. С. 22–26.

Шарков Е.В., Богатилов О.А. Проблема эволюции ядра Земли: геолого-петрологические и палеомагнитные свидетельства // Докл. АН. 2015. Т. 462 (3). С. 346–351.

Awdankiewicz M. Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis // Geologia Sudetica. 2007. 39: 11–97.

Geological map of Central Asia and adjacent areas. Scale 1:2500000. 2008. General Editors-in-chief of Atlas: Li Tingdong (China), S.Z. Daukeev (Kazakhstan), B.C. Kim (R.O. Korea), O. Tomurtogoo (Mongolia), O.V. Petrov (Russia) // Atlas of geological maps of Central Asia and adjacent areas. 1:2500000 / Geological Publishing House. Beijing. 2008.

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

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

Scarrow 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.

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. 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 // *Journal of Petrology*. Vol. 46, Issue 9. P. 1893–1900.

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.

Xiao W., Windley B.F., Allen M.B., Han C. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tian Shan orogenic collage // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. P. 1316–1341.

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. 8, 80. <https://doi.org/10.3390/jimaging8030080>

Статья поступила в редакцию 14.05.2024,
одобрена после рецензирования 12.05.2025,
принята к публикации 28.06.2025