

**ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ДАЙКИ КУН-МАНЬЁНСКОГО
АРЕАЛА (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ,
СОСТАВ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ**

В.А. Гурьянов, Л.Л. Петухова, В.Е. Кириллов

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск,
680000; e-mail: guryanov_v@mail.ru*

Поступила в редакцию 18 января 2022 г.

В пределах юго-восточного обрамления Сибирской платформы изучены дайки палеопротерозойских ультрамафитов Кун-Маньёнского ареала. В конце палеопротерозоя здесь широко проявились процессы шарьяжно-надвиговых дислокаций, наиболее поздние из которых сопровождалась внедрением мафит-ультрамафитовых даек и силлов, контролирующими размещение сульфидного Cu-Ni с PGE оруденения. Особенности петрографической структуры ультрамафитов даек указывает на то, что их становление проходило в тектонически неспокойных условиях. Повышенные концентрации LREE относительно HREE совместно с другими данными позволяют их отнести к высокомагнезиальным ультрамафитам пикрит-толеитовой серии, родоначальными магмами которых могли быть не ультраосновные, а пикробазальтовые магмы. Уровень концентрации REE в ультрамафитах и характер нормированных спектров указывают на участие достаточно обогащённых источников в формировании исходных расплавов, из которых кристаллизовались породы, кардинальным образом отличающиеся от перидотитов офиолитовых ассоциаций и типичных коматиитовых расплавов. По форме спектров и по содержанию индикаторных элементов (Nb, Yb и Th) они близки к «обогащённому» мантийному источнику типа E-MORB, отличаясь более низким уровнем концентраций REE. Соотношение $Zr/Y - Nb/Y$ в ультрамафитах свидетельствует о плюмовом источнике исходных для них расплавов в верхней деплетированной мантии. Спецификой такого расплава является обогащённость пород флюидными (S, Cl, F, As, Te, Se и H_2O) компонентами, которая выражается в наличии в составе минеральных фаз, богатых гидроксидом – амфиболов и флогопита, магматических по происхождению. Рудоформирующая система эволюционировала от никелистой на раннемагматическом этапе при формировании рассеянной минерализации до обогащённой медью на постмагматическом этапе. Геологические данные свидетельствуют, что ее становление проходило в процессе коллизионного столкновения палеопротерозойской островной дуги с микроконтинентом. Сочетание в магматитах субдукционных и внутриплитных геохимических характеристик является характерной особенностью трансформной окраины как результата относительного скольжения океанической (Верхнемайской) и континентальной (Учурской) микроплит в горизонтальной плоскости.

Ключевые слова: палеопротерозой, ультрамафиты, геохимия, ороген, вебстериты, дайки, флюидные компоненты, мантия, Кун-Маньёнский ареал, Пристановой ороген.

ВВЕДЕНИЕ

Внимание к изучению даек и роев даек в ассоциации с силлами существовало всегда, так как они несут информацию об истории развития магматизма в не вскрытых эрозионным срезом магматических камерах, позволяют решать вопросы взаимосвязи магматизма, тектоники и оруденения [12, 16]. Как правило, дайки с характерным вещественным составом и морфологией служат репером при реконструкциях многих геодинамических обстановок распада палеоконтинентов,

обстановок спредингового типа в палеоокеанических бассейнах, авлакогенов, грабенов, рифтовых континентальных окраин и внутриконтинентальных рифтов [2, 5, 12, 28]. Само их присутствие не обязательно фиксирует распад континентов и образование новых океанических бассейнов, поскольку процессы рифтогенеза могут приводить к появлению внутриконтинентальных структур, что хорошо видно на примере тектонически активизированного юго-восточного обрамления Сибирской платформы [13, 14].

Развитие юго-восточного обрамления Сибирской платформы в палеопротерозое определялось яркими и масштабно проявленными эндогенными и тектоническими событиями, приведшими к формированию протяженного (1300 км) Пристанового коллизионного пояса (1.9–1.8 млрд лет) [1, 5, 7, 8, 11]. В конце палеопротерозоя здесь широко проявились процессы шарьяжно-надвиговых дислокаций, наиболее поздние (1.76–1.68 млрд лет [11, 13]) из которых сопровождалась внедрением мафит-ультрамафитовых силлов (1.73–1.69 млрд лет [11, 13, 14, 29]) и даек кун-маньенского и близких к нему по составу и возрасту комплексов, часто контролирующих размещение сульфидного Cu-Ni с PGE оруденения [5, 10, 13, 15, 23]. До настоящего времени степень изученности геохимическими методами этих даек, в отличие от силлов [21, 22], оставалась неудовлетворительной и основывалась, главным образом, на результатах работ 80–90-х годов прошлого столетия.

В статье на основе новых геологических и геохимических данных нами рассмотрены структурное положение, состав и геохимические особенности палеопротерозойских ультрамафитов даек Кун-Маньенского ареала с целью определения геодинамических условий их образования, природы и геохимического типа мантии. В качестве основного объекта была опробована крупнейшая дайка Кун-Маньенского ареала с признаками малосульфидной Cu-Ni рудной минерализации – дайка Черный Исполин (ЧИ), являющаяся петротипической для кун-маньенского комплекса [9, 11, 15, 21]. Работа основана на материалах

полевых исследований, полученных новых геохимических данных на Cu-Ni месторождении Кун-Маньё одноименного ареала восточной части Пристанового орогена. Также мы обобщаем оригинальные данные по породам других даек и силлов кун-маньенского комплекса [14, 15]. Следует отметить, некоторые из них были изучены петро- и палеомагнитными методами, для которых рассчитаны координаты палеомагнитного полюса и установлено совпадение с сегментом палеопротерозойской траектории кажущейся миграции полюса Сибири на 1730–1710 млн лет [18].

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

В раннем протерозое тектонические структуры Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области были разделены океанской структурой [8]. Ее закрытие и коллизия Алданской и Джугджуро-Становой континентальных плит сопровождалась проявлениями метаморфизма в условиях гранулитовой фации и привели к формированию Пристанового коллизионного пояса (1.9–1.8 млрд лет назад, по [7, 8]). В его пределах контрастно проявился мафит-ультрамафитовый магматизм с чётко выраженной Co-Cu-Ni-PGE геохимической специализацией [5, 9, 10, 13, 15, 21, 23, 25, 29] (рис. 1).

Ранее такие тела мафит-ультрамафитов часто картировались как двупироксеновые, оливин-двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллосланцы и амфиболиты в составе метаморфических толщ, реже в качестве одной из фаз в составе древнеджугджурского габбро-анортозитового и майско-джа-

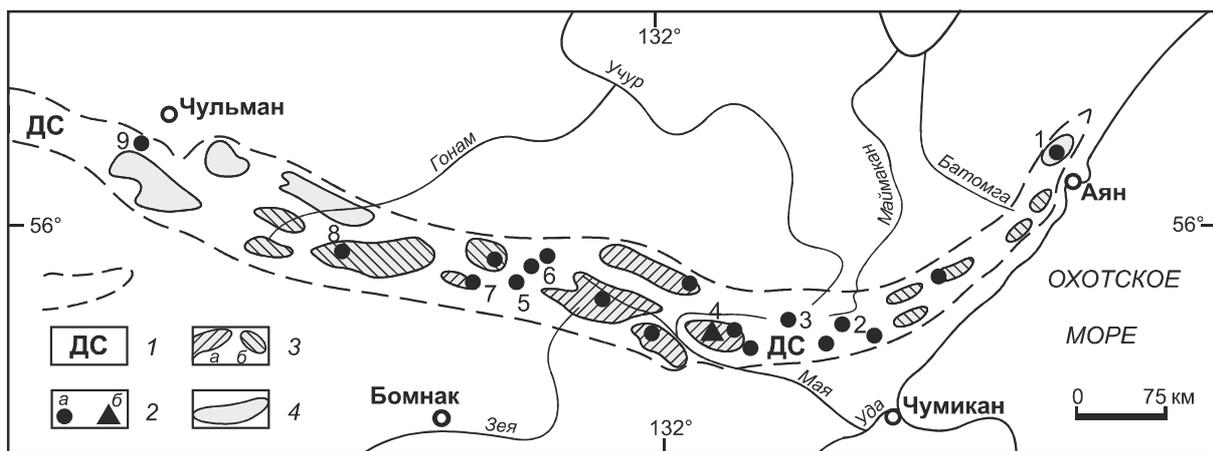


Рис. 1. Схема размещения интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов, рудопроявлений и литохимических ореолов рассеяния Ni и Cu в пределах Пристанового орогена [5, 18, 29].

1 – Джугджуро-Становой пояс интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов; 2 – медно-никелевые рудопроявления (а) и месторождения (б): 1 – Няноми, 2 – Кэндэкэ, 3 – Богидэ, 4 – Кун-Маньё, 5 – Утук-Макит, 6 – Сатмарское, 7 – Авгенкур, 8 – Танграк, 9 – Бурпалинское; 3 – литохимические потоки никеля и меди по данным геохимической (а) и геологической (б) съемок; 4 – площади распространения интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов.

нинского метагаббрового комплексов [3, 5, 15]. При этом они неоднократно рассматривались как метавулканиды коматиит-толеитовой (толеитовые базальты) или пикритовой (пикритовые базальты) серий [3, 17, 22]. Проведенные в последние годы структурно-геологические, геохронологические и палеомагнитные исследования позволили в истории геологического развития юго-восточного обрамления Сибирской платформы выделить этап проявления позднепалеопротерозойского мафит-ультрамафитового магматизма (1.73–1.69 млрд лет), представленного ареалами силлов и даек Джугджуро-Станового пояса протяженностью около 1300 км [11, 13, 18, 21, 29] (рис. 1). Пространственно такие ареалы тяготеют к троговым прогибам с вулканогенно-осадочно-сланцевым наполнением – структурам рифтогенного типа, находящимся в зоне влияния глубинных разломов Пристанового орогена [1, 11], с которыми часто ассоциируются сульфидные проявления Cu-Ni с PGE рудной минерализации [5, 13, 14, 21, 23]. В целом, ареалы даек и силлов мафит-ультрамафитов кун-маньёнского комплекса прослеживаются на 450 км по простиранию Пристанового орогена (в истоках рек Учур, Джана, Маймакан, Батомга, Мая-Удская, Зeya и Туксани) [13, 15, 21].

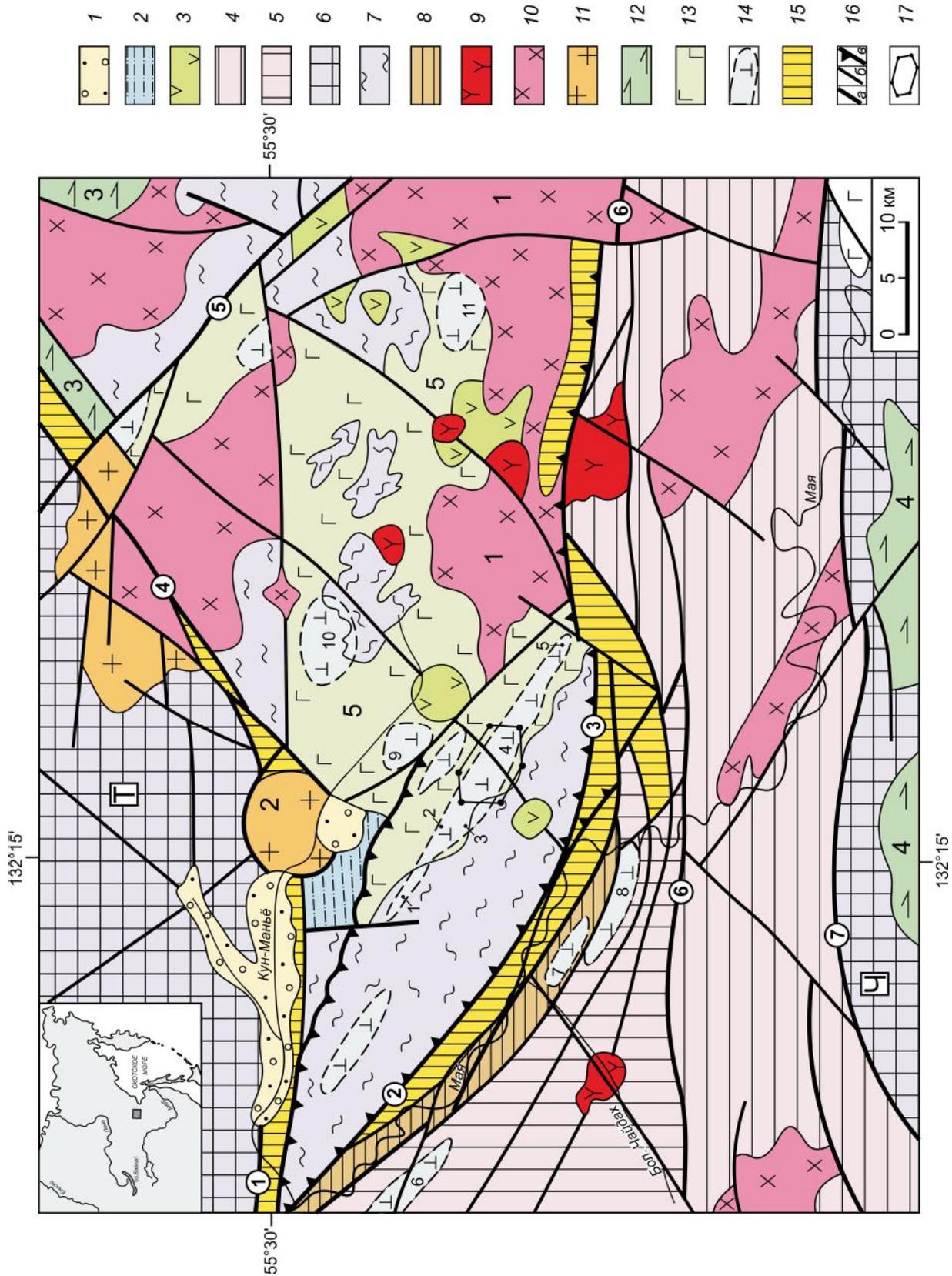
На рис. 2 показаны особенности тектонического строения с элементами металлогении Кун-Маньё-Верхнемайского района восточной части Пристанового орогена, а также положение ареалов интрузий мафит-ультрамафитов с сульфидной Cu-Ni минерализацией. Здесь впервые было установлено широкое распространение силлов и даек вебстеритов, плагио-вебстеритов, габброноритов, лерцолитов, гарцбургитов, кортландитов и связанных с ними хлорит-талк-амфиболовых, талк-серпентин-амфиболовых и хлорит-амфибол-серпентиновых сланцев [9, 10, 14], объ-

единенных в кун-маньёнский комплекс с названием по петротипической местности [9, 15]. В настоящее время этот комплекс широко известен благодаря связанному с ним промышленному оруденению, для которого характерно наличие малосульфидных Cu-Ni с PGE руд одного из крупнейших в России по запасам никеля (Ni – 1.22 млн т) месторождения Кун-Маньё [14, 42].

Кун-Маньёнский ареал мафит-ультрамафитов охватывает площадь Атагского хребта в междуречье Кун-Маньё и Мая-Удская на одном из отрогов Восточного Становика. Геологическая позиция ареала в плане имеет цепочечный характер и представляет собой линейно-вытянутый в северо-западном направлении рой силлов и даек никеленосных мафит-ультрамафитов среди архейских метагабброидов майско-джанинского комплекса (2.94 млрд лет, U-Pb метод по циркону), кристаллосланцев и гнейсов джанинской серии (3.04–3.13 млрд лет, U-Pb метод по циркону, SHRIMP-II) [11]. Общая протяженность ареала – 31 км при ширине от 2 до 4 км (рис. 2). Пространственно мафит-ультрамафитовые тела ассоциируются с Верхнемайским троговым прогибом и прослеживаются вдоль зоны Майского (Атагского) глубинного разлома [13]. Прогибу отвечает вытянутый в северо-западном направлении минимум силы тяжести, центр которого приходится на зону бластомилонитов вдоль глубинного разлома (рис. 2) [15]. Установлено, что в строении Кун-Маньёнского ареала принимают участие около 160 различных по протяженности и мощности интрузивов, как правило, с признаками расслоенности, расположенных группами, часто в несколько ярусов по вертикали; реже встречаются разрозненные одиночные тела. В поле силы тяжести этот ареал выражен гравитационной ступенью линейного типа, включающей участки с разными по величине, форме и зна-

Рис. 2. Тектоническая схема Кун-Маньё-Верхнемайского района (В. А. Гурьянов, 2007, по геологическим данным, предоставленным ФГУГПП «Дальгеофизика»).

Структуры мезозойско-кайнозойской активизации. Кун-Маньёнская континентальная впадина: 1 – верхнемеловые–плейстоценовые рыхлые отложения нерасчлененные, 2 – верхнеюрские туфогенно-осадочные образования. *Вулканоструктуры Становой вулканоплутонической зоны:* 3 – меловые вулканиды (туфы, лавы). *Раннедокембрийские структуры кристаллического фундамента.* Блоки (террейны): 4 – Удско-Майский гранит-зеленокаменный (грабен, PR_{1,2}), 5 – Туксанийский гранулит-мраморно-кристаллосланцевый (AR₂), 6 – Тырканский (Т) гранулит-гнейсовый (AR) и Чогарский (Ч) гранулит-гнейсо-кристаллосланцевый (AR_{1,2}), 7 – Джугджурский гранулит-кристаллосланцевый (AR); 8 – Верхнемайский троговый прогиб (фрагмент позднепалеопротерозойского зеленокаменного пояса). *Мезозойские и раннедокембрийские интрузивные образования.* 9 – позднемеловые граниты, 10 – раннемеловые гранитоиды (1 – Чалбук-Яконский массив), 11 – позднепалеопротерозойские гранитоиды улканского комплекса (2 – Укиканский массив), 12–13 – архейские: 12) анортозиты (3 – Геранский и 4 – Сехтагский массивы) и 13) – метагаббро (5 – Кун-Маньёнский массив); 14 – ареалы малых тел позднепалеопротерозойских мафит-ультрамафитов кун-маньёнского комплекса (1–5 – Кун-Маньёнского рудного поля: 1 – Сукусу, 2 – Черный Исполин, 3 – Малый Курумкан, 4 – Кун-Маньё, 5 – Атакан; 6–11 – прочие ареалы: 6 – Елан, 7 – Большой Чайдах, 8 – Моктокон, 9 – Ян-Хэгдэ, 10 – Укикан, 11 – Кустак). *Прочие обозначения.* 15 – зоны развития бластомилонитов и диафторитов палеопротерозойского возраста; 16 – разрывные нарушения: а) главные (с цифрами в кружках): Кун-Маньёнский (1), Майский (2), Атагский (3), Южно-Учурский (4), Тавитчак-Уянский (5), Салга-Джанинский (6), Сехтагский (7), б) второстепенные, в) надвиги; 17 – контуры площади месторождения малосульфидных Cu-Ni с PGE руд Кун-Маньё. *На врезке* – район исследований.



ку аномалиями [42]. Основные особенности и черты геологического строения, минералогии и рудоносности Cu-Ni месторождения Кун-Маньё и одноимённого ареала мафит-ультрамафитов в целом рассмотрены наиболее полно в работах [9–11, 14, 18, 22].

Возраст плагиовестеритов и габброноритов из силлов (5 проб) и вмещающих их бластомилонитов (кварц-плагиоклаз-амфиболовые сланцы – 2 пробы) центральной части Кун-Маньёнского ареала, оцененный по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), варьируется от 1690 ± 14 до 1730 ± 15 и от 1685 ± 10 до 1760 ± 10 млн лет, соответственно [11, 13, 15]. Близкие оценки возраста для пород этого ареала были получены Г.М. Вовна с соавторами [3]. По их данным, «средневзвешенный конкордантный возраст цирконов (исследованы ядра и каймы) метабазитов составляет 1715 ± 11 млн лет». Следует отметить, что плагиовестериты одного из силлов с Sm-Nd изохронным возрастом 1812 ± 66 млн лет характеризуются $T_{Nd}(DM) = 2.18$ млрд лет ($\epsilon_{Nd}(T) = +2.8$) (ЦИИ ВСЕГЕИ) [11].

Анализ строения Кун-Маньёнского ареала мафит-ультрамафитовых интрузий свидетельствует, что магматизм и рудообразование происходили в несколько этапов [14, 18, 29]. Тела мафит-ультрамафитов по своей форме и положению в структуре ареала подразделяются на две группы: а) полого падающие (от $1-5$ до 30°) на северо-северо-восток силлообразные и линзовидные тела (силлы) мощностью от 1 до 117 м и протяженностью от 100 м до 3–5 км; б) дайки с крутыми углами падения мощностью от 1–5 до 120 м при протяженности от 100 м до 6.1 км [14, 18, 22]. По данным палеомагнитных исследований [18], выделено два этапа позднепалеопротерозойской магматической активности, один из которых связан с внедрением силлов, другой (более поздний) – с внедрением даек Меридиональная (МД) и ЧИ. По направлениям характеристической компоненты намагниченности (ChRM), для этих даек рассчитаны координаты палеомагнитного полюса, положение которого близко к интервалу 1730–1710 млн лет траектории кажущейся миграции полюса Сибирского кратона, что хорошо согласуется с имеющимися геохронологическими данными для пород из силлов [3, 11, 13, 18]. Наиболее распространёнными породами в составе расслоенных силлов являются плагиовестериты, вестериты, габбронориты, лерцолиты, хлорит-талк-амфиболовые, талк-серпентин-амфиболовые и амфибол-серпентиновые сланцы [9, 13, 14, 18], по геохимическим признакам отнесенные В.С. Приходько с соавторами [22] к породам пикрит-толеитовой ассоциации. Приконтактные ограничения силлов, зоны бластомилонитизации мощностью от 1–2 до 10–18 м представлены

хлорит-плагиоклаз-актинолитовыми и кварц-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами и гнейсами. Силлы мафит-ультрамафитов трассируют протяженные, с пологими в северо-восточных румбах углами падения, тектонически ослабленные зоны влияния Майского глубинного разлома [13, 14, 18, 29].

Дайки в пределах Кун-Маньёнского ареала встречаются реже, как правило, это одиночные тела. Большинство даек характеризуется крутым падением, северо-западным простиранием и мощностью, варьирующей от 10–25 см до 25 м. В редких случаях их мощность достигает 100–120 метров при протяженности до 6.1 км. Дайки сложены массивными плагиоклазсодержащими оливиновыми вестеритами с признаками скрытой (иногда и без нее) расслоенности. Они трассируют разрывные нарушения с крутыми в северо-северо-восточных румбах углами падения (от 50 до 85°). Присутствие в приконтактных частях даек ЧИ и МД зеркал скольжения со следами пластических деформаций и хрупко-пластических деформаций во вмещающих метагабброидах позволяет предположить, что их становление происходило, так же как и силлов [14], в условиях активного тектогенеза. Однако следует отметить, что центральные части даек почти не затронуты процессами динамометаморфизма. Сходство минералого-химических особенностей мафит-ультрамафитов силлов и ультрамафитов даек свидетельствует об их генетической общности [18, 21, 22]. Дайки в структуре ареала занимают преимущественно секущее положение по отношению к силлам [13, 18].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых исследований нами проведено детальное структурно-геологическое и геохимическое картирование по коренным выходам и полотну горных выработок даек ЧИ и МД. На стадии петрографического изучения были описаны характерные особенности структурных позиций и деформаций минералов, проведена первичная отбраковка оруденных пород и выполнены геохимические исследования. Данные о химическом составе пород основаны на результатах анализа 78 проб, отобранных по простиранию (с юго-востока на северо-запад) дайки ЧИ через 50–100 метров. Для вещественной характеристики нами представлено 20 наиболее характерных проб из боковых и центральной частей дайки ЧИ и одна проба из дайки МД. Определение концентраций основных петрогенных оксидов, Cr, Ni, Cu, V, F и Cl в породах выполнены в лаборатории рентгеноспектрального анализа Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВО РАН (г. Магадан) рентгено-флуоресцентным методом на

спектрометре СРМ – 25 (аналитик Бордохоева Т.Д.). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов было проведено методом ICP-MS в Хабаровском инновационно-аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Прибор: ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (USA). Методика анализа – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (аналитики Д.В. Авдеев, Е.М. Голубева, А.Ю. Лушникова). Вскрытие образцов проводилось путем кислотного разложения в микроволновом поле. Относительная погрешность определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS не превышала 5 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая характеристика и состав пород даек

Дайка Чёрный Исполн (ЧИ) расположена на северо-западном фланге Кун-Маньёнского ареала. Она обнажается цепочкой протяжённых коренных выходов высотой от 2.5 до 50 м в осевой части Атагского горного хребта и прослеживается по простиранию на 6.1 км. Азимут простирания дайки 300–310°, угол падения в северо-восточных румбах 50–60°. Мощность дайки варьируется от 50 до 100 м, участками отмечаются раздувы (до 120 м) и пережимы (до 10 м). На флангах она ограничена разломами северо-восточного простирания. Положение дайки в структуре кристаллического фундамента и особенности ее строения иллюстрирует рис. 3.

Вмещающие породы на юго-восточном фланге дайки – диафторированные метагаббро майско-джаннинского комплекса, на северо-западном – апопироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы джаннинской серии. Дайка по отношению к слоистости метаморфитов и гнейсовидности метагабброидов занимает секущее положение. Вдоль нижнего (лежащего) и верхнего (висячего) ее боков прослеживаются маломощные (от 0.25 до 1.5 м) зоны отчётливо рассланцованных метагабброидов, кристаллосланцев и плагиогнейсов. Сеть субвертикальных дизъюнктивов субмеридионального и северо-восточного направления дайка разбита на несколько блоков со смещениями как по горизонтали, так и по вертикали от 1–5 до 50 метров. В магнитном поле она уверенно выделяется контрастной аномалией линейного типа интенсивностью от 600 до 1000 НТл. В боковых (при контактовых) частях дайки на всем ее протяжении прослеживается вкрапленность сульфидов.

Центральная (осевая) часть дайки сложена плагиоклазсодержащими оливиновыми вебстеритами – массивными среднезернистыми породами с панидиоморфнозернистой, участками гипидиоморфнозерни-

стой структурами основной массы (шлифы 169, 511 и др.) [15]. Минеральный состав (в %): оливин (f = 10–16) – 15–28, гиперстен (f = 20–25) – 20–43, диопсид (f = 10–28) – 9–20, плагиоклаз (№ 52–70) – 1–10, красно-коричневая роговая обманка – 1–5, зеленая шпинель – 1–3. Акцессорные и рудные минералы (до 0.2 %): магнетит, редкая вкрапленность никельсодержащего (Ni – до 0.76 мас. %) пирротина размером до 0.01 мм, редко пентландита, единичные зёрна сперрилита (до 5 мкм).

В боковых частях дайка сложена мелкозернистыми оливин-плагиоклазсодержащими вебстеритами с панидиоморфнозернистой, переходящей в микропоякелитовую (включения шпинели, плагиоклаза и диопсида в гиперстене) структурами основной массы (шлифы 169-3, 171-1 и др.) [15, 18]. Минеральный состав: оливин (f до 10) – от 1 до 10, редко до 20 %, гиперстен (f = 5–35) – 10–50 %, диопсид (f = 5–30) – 10–35 %, плагиоклаз (№ 51–57) – 0–15 %, красно-бурая роговая обманка – от 1 до 10 %, флогопит – от 1 до 10 %, зеленая шпинель (плеонаст) – от 1 до 5 %. Акцессорные и рудные минералы (от 3 до 10 %): сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит, бравоит, хизлевудит), единичные зерна Au, магнетит, ильменит, хромшпинелиды и апатит. Вторичные (постмагматические) минералы в боковых частях дайки (от 10 до 35 %): серпентин, тальк, тремолит, хлорит, кальцит, иддингсит-боуленгит. По мере приближения к контакту дайки увеличиваются их количество (до 50–70 %) и сульфидов (до 10 %), а количество первично-магматических минералов (скелетные реликты оливина, пироксены, плагиоклаз) снижается до 5–10 %.

Наиболее резко возрастает степень постмагматического изменения ультрамафитов при приближении к внешним границам дайки, вплоть до полного замещения первичного парагенезиса (шлифы ВК-3, ВК-5). Появляются слабоконтрастные линзовидно-полосчатые и сланцеватые текстуры с мощностью полос до нескольких сантиметров, при этом сланцеватость конформна простиранию контактовой зоны дайки. В них постоянно присутствует флогопит, пластинки которого часто изогнуты и иногда образуют скопления. «Лейсты» плагиоклаза также часто изогнуты, в скрещенных николях наблюдается облачное погасание; по трещинкам развивается мелкозернистый гранулярный агрегат кислого плагиоклаза и калишпата. В интерстициях иногда появляется кварц. Густая вкрапленность (до 15 %) пирротина, пентландита, халькопирита, реже пирита ассоциируется с просечками (до 0.15 мм) серпентина, талька, тремолита, хлорита, кальцита с примесью микровключений магнетита и ильменита (размером 0.01–0.1 мм) и с тонкими (до 0.05 мм) магнетит-серпентин-сульфидными просечками (до 10–15 %). Таким образом, в породах устанавливаются

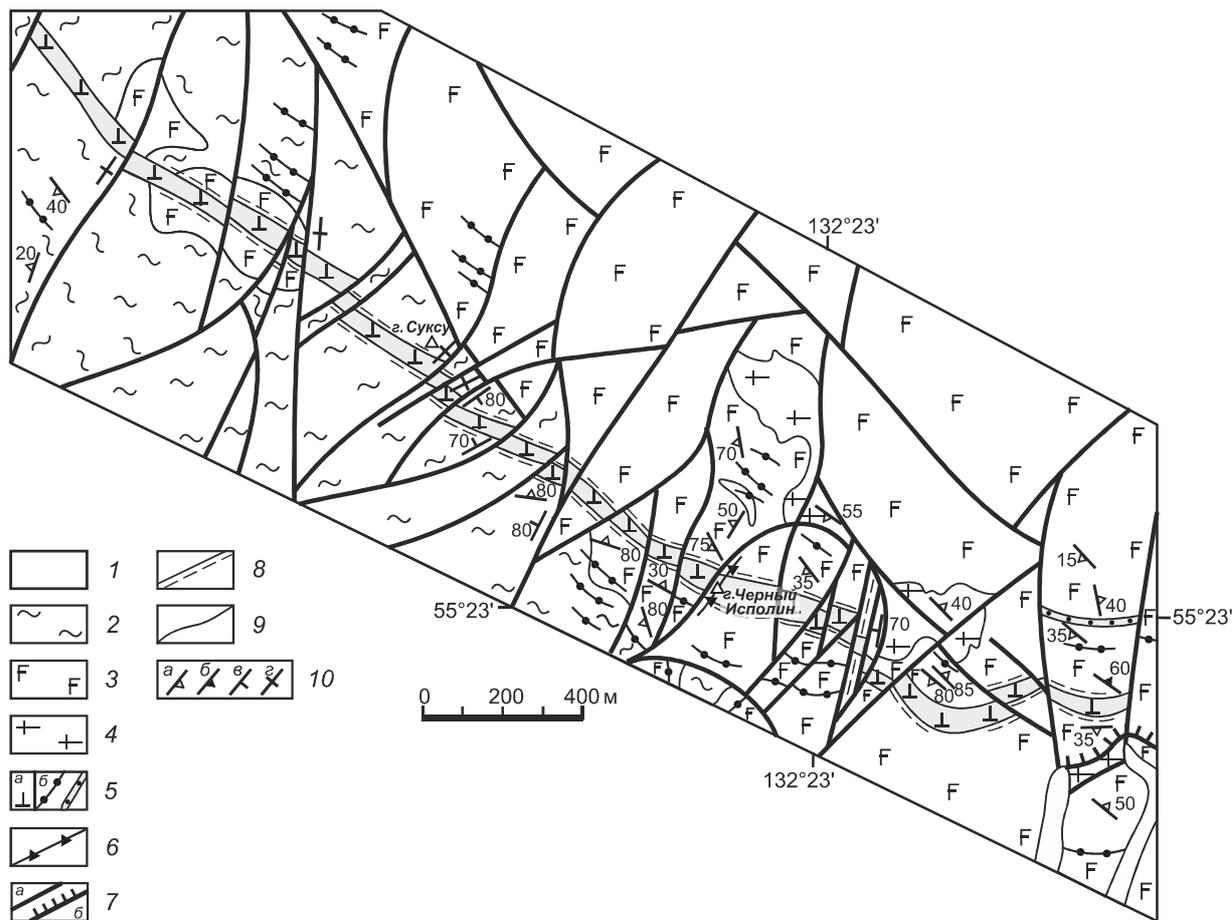


Рис. 3. Схема геологического строения дайки ультрамафитов Черный Исполин (В.А. Гурьянов, В.Е. Кириллов, А.Ю. Песков, 2007 г., 2009 г., ЗАО «Кун-Маньё»).

1 – верхнечетвертичные рыхлые отложения, 2 – архейские кристаллические сланцы и гнейсы джанинской серии, 3–4 – архейские метагаббро майско-джанинского (3) и гранитогнейсы марагайского (4) комплексов, 5 – палеопротерозойские ультрамафиты кунманьёнского комплекса: а – дайка Черный Исполин, б – маломощные (1–10 м) дайки и силлообразные тела, в – пегматитовая жила. 7 – разрывные нарушения: а) с крутыми углами падения плоскости сместителя, б) надвиги; 8 – зоны бластомилонитизации, 9 – геологические границы, 10 – замеры структурных элементов: а) метаморфической полосчатости и гнейсовидности, б) контактов геологических тел, в–г) плоскости сместителей разрывных нарушений (в – наклонные, г – вертикальные).

признаки как пластических, так и хрупких деформаций. Все это может свидетельствовать о тектонически неспокойных условиях становления пород и, по всей вероятности, о последующем воздействии тектонических и термальных процессов на ультрамафиты.

Характерной особенностью ультрамафитов дайки ЧИ является наличие на отдельных участках в нижней боковой приконтактной ее части своеобразных «зон закалки» массивного, участками брекчиевидного, тонко-мелкозернистого строения, в которых скелетообразной формы реликты зерен оливина и пироксенов выполнены хлорит-тремолит-серпентиновым и хлорит-тремолитовым агрегатами, что придает им сходство со «спинифекс-структурами», развитыми в краевых частях силлов и даек коматиитов эталонных районов их распространения [2, 4]. Следует отметить, что в на-

стоящее время из классификационных рекомендаций для коматиитов исключены текстурно-структурные наблюдения, такие как наличие спинифекс-структур [30].

Дайка Меридиональная (МД) расположена в центральной части Кун-Маньёнского ареала на северо-восточном фланге силла Икен [18]. Протяженность ее – 250 м, мощность от 7 до 16 м, азимут простирания – 170°, угол падения – 75–80°. На местности дайка представлена протяжённой грядой скальных выходов высотой от 3 до 5 м. Сложена она средне-мелкозернистыми плагиоклазсодержащими роговообманко-оливиновыми вебстеритами (кортландитами). По структурно-текстурным особенностям и составу они близки к породам вышеописанной дайки, но отличаются от них более высокими содержаниями роговой обманки (12–18 %), оливина (22–25 %), гиперсте-

на и наличием мелких (размером до 0.01 мм) зерен никельсодержащего (Ni – 0,76 мас. %) пирротина. По химизму роговообманково-оливиновые вебстериты (кортландиты) отличаются от ультрамафитов дайки ЧИ более низкими содержаниями SiO₂ и CaO, повышенными TiO₂, Al₂O₃, MgO, Na₂O и K₂O (табл. 1). Более детально особенности состава и строения дайки МД рассмотрены А.Ю. Песковым с соавторами в работе [18]. Следует отметить, что протяжённые (от 0.5 до 2.5 км) дайки и дайкообразные тела вебстеритов и плагио вебстеритов довольно широко распространены за пределами Кун-Маньёнского ареала среди архейских пород Джугджурского и Туксанийского блоков Пристановой зоны коллизии [13, 15]. По своему минеральному составу, химизму и рудной минерализации они довольно близки к ультрамафитам дайки ЧИ [15].

Особенности распределения петрогенных компонентов и элементов-примесей в разрезе дайки ЧИ

Сравнение поведения петрогенных компонентов и элементов-примесей по простиранию и в разрезе дайки, а также взаимосвязей петрогеохимических особенностей пород разных ее частей позволило установить ряд закономерностей. В целом, для ультрамафитов характерны высокие содержания MgO и отрицательная корреляция содержаний MgO с Al₂O₃ и CaO (табл. 1). Данный факт объясняется тем, что основным порообразующим минералом является ортопироксен при подчиненных количествах клинопироксена и основного плагиоклаза. Из анализа таблиц 1 и 2 видно, что для ультрамафитов центральной части дайки характерны более высокие содержания MgO, TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅ и повышенные концентрации Ir, Rh (табл. 2). В боковых (приконтактных) ее частях содержания этих компонентов понижаются, а концентрации всех других (SiO₂, Al₂O₃, MnO, CaO, Ni, Cu, F, Cl) закономерно увеличиваются (табл. 1, 2, [10, 15]). Вместе с тем, следует отметить обогащенность их S [15], Te, As, Se, Au, Ag и элементами PGE (кроме Ir, Rh), повышение концентраций Zr, Nb, Y и ряда других редких элементов (табл. 2, [10]) при некотором дефиците щелочей (табл. 1). Увеличение разброса содержаний петрогенных элементов и повышение концентраций ряда элементов-примесей (F, Cl, S, Te, As и Se) в приконтактных частях дайки обусловлено, по-видимому, присутствием гидротермально-метасоматических минералов (амфиболы – > 10 %, флогопит – до 10 %, серпентин, тальк, тремолит, хлорит, кальцит, сульфиды), характерных для зон дезинтеграции флюидизированной магмы [14]. В то же время, в приконтактных частях дайки ЧИ значительно

возрастают содержания Ni, Cu, PGE и перечисленных выше элементов-примесей [15, 18, 42]. Наиболее высокие содержания сульфидов (до 15 %) и соответственно Ni (до 1.17 мас. %), Cu (до 0.4 мас. %), Pt и Pd (от 0.02 до 0.15 г/т) приурочены к раздувам боковых частей дайки, где мощность рудных зон достигает 3.5–5.7 м [42]. Центральная часть дайки, как правило, весьма слабо минерализована, содержания сульфидов не превышают 1 %, а концентрации Ni – до 0.1 мас. % (табл. 1, 2, [42]).

Химический состав ультрамафитов

В этой статье основное внимание акцентировано на состав пород эталонной дайки ЧИ, менее затронутых наложенными метаморфическими процессами (табл. 1, 2). Приконтактные ее части – рудные зоны, сложенные почти нацело гидротермально-метасоматическими минералами (амфиболы, флогопит, серпентин, тальк, тремолит, хлорит, кальцит, кварц) с относительно высокими содержаниями сульфидов (от 10 до 20 %, при Ni > 0.76 мас. %) здесь не рассматриваются. В тексте также приведены некоторые результаты анализов проб из ультрамафитов дайки МД (табл. 1) и других даек из [10, 15, 18, 42]. Исследуемые ультрамафиты по особенностям минерального и петрохимического состава отвечают плагиоклазсодержащим оливиновым вебстеритам. Содержание SiO₂ в них варьируется от 43.75 до 50.20 мас. %, FeO общ. = 10.18–16.16 мас. %, Al₂O₃ = 4.79–8.67 мас. % (табл. 1). Концентрации MgO колеблются в пределах 16.07–26.77 мас. %, при магнетиальности = 0.64–0.81 (Mg/(Mg+Fe)). Они относятся к породам нормальной щелочности и характеризуются низкой глиноземистостью (al' = 0.12–0.28), низкими содержаниями TiO₂ (0.32–0.85 мас. %) и суммы щелочей (0.32–1.57, среднее 0.9 мас. %), существенным преобладанием Na₂O над K₂O (табл. 1). Содержания Ni и Cr варьируются в широких пределах от 300 до 5900 г/т и 930–4720 г/т, соответственно, которые коррелируются с содержаниями Mg (табл. 2). По составу и минералого-петрографическим характеристикам [2, 19] исследуемые породы соответствуют низкотитанистым пикритам, а не коматитам, как было отмечено ранее [3, 17 и др.]. Наличие полнокристаллических интрузивных структур в породах даек и присутствие в них минералов, не типичных для коматитов – роговой обманки и зеленой шпинели, свидетельствуют об их принадлежности к пикритам [2, 19, 22]. На классификационных диаграммах TAS [30, 40] фигуративные точки составов исследуемых пород попадают в поля базальтов, пикробазальтов (рис. 4, а) и субщелочных базальтов (рис. 4, б).

Идентификация геодинамической обстановки. На диаграмме Zr – Ti/100 – Y×3 [34] (рис. 5, а) фи-

Таблица 1. Представительные анализы химического (мас. %) состава пород даек Черный Исполин и Меридиональная.

№№ п/п	№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni	Пипп	F	Cl	Cu	V	Σ	$\frac{Cu}{V}$
Верхняя боковая часть дайки																				
1	169-3	48.90	0.63	6.79	11.75	0.14	21.24	7.13	0.84	0.14	0.14	0.230	0.260	1.77	0.014	0.030	0.10	0.026	100.03	3.8
2	2/07	49.08	0.52	7.49	12.10	0.18	16.58	11.56	0.64	0.16	0.02	0.275	0.200	1.63	0.020	0.025	0.10	0.060	100.64	1.7
3	361-1	49.82	0.49	6.49	11.87	0.19	19.46	10.52	0.52	0.12	0.02	0.416	0.264	0.49	-	-	0.05	0.020	100.74	2.5
4	365-1	46.50	0.62	8.67	13.38	0.18	17.48	8.96	0.83	0.38	0.03	0.277	0.328	2.97	-	-	0.26	0.020	100.88	13.0
5	371-8	48.67	0.44	5.56	13.07	0.18	19.22	8.48	0.44	0.18	0.02	0.472	0.249	3.74	-	-	0.20	0.020	100.95	10.0
6	370-1	48.68	0.39	5.31	14.08	0.19	21.56	7.83	0.34	0.10	0.02	0.375	0.408	1.45	0.025	0.036	0.22	0.016	101.04	14.0
7	366-13	49.16	0.58	7.23	12.41	0.19	17.41	11.23	0.65	0.19	0.02	0.299	0.220	0.92	-	-	0.24	0.030	100.78	8.0
8	ВК-3	43.87	0.42	4.79	16.16	0.19	23.18	8.59	0.90	0.08	0.03	0.450	0.370	1.89	-	-	-	-	100.87	-
Среднее		48.08	0.51	6.54	13.10	0.18	19.52	9.29	0.64	0.17	0.04	0.349	0.275	1.76	0.020	0.030	0.17	0.027	100.76	6.3
Центральная часть дайки																				
9	169	45.50	0.67	7.23	13.02	0.14	22.56	7.73	0.92	0.18	0.11	0.270	0.093	1.45	0.006	0.002	0.01	0.024	99.94	0.3
10	511	45.90	0.64	7.04	13.43	0.13	22.84	7.12	1.00	0.33	0.14	0.120	0.093	1.19	0.014	0.005	0.10	0.022	100.01	4.5
11	1/07	47.12	0.59	8.35	14.00	0.21	20.48	7.81	0.94	0.19	0.02	0.284	0.085	0.30	-	-	0.01	0.017	100.40	0.4
12	234-2	46.60	0.54	6.53	10.18	0.17	24.22	6.80	0.95	0.26	0.06	0.310	0.096	1.06	0.011	0.005	0.01	0.020	97.82	0.2
Среднее		46.28	0.61	7.29	12.66	0.16	22.52	7.36	0.95	0.24	0.08	0.246	0.092	1.00	0.010	0.004	0.03	0.021	99.56	1.4
Нижняя боковая часть дайки																				
13	171-1	47.10	0.58	7.04	13.00	0.13	18.48	9.18	1.28	0.29	0.11	0.093	0.030	2.68	0.140	0.033	0.00	0.015	100.18	1.3
14	171-2	49.40	0.52	6.17	10.83	0.13	19.84	10.89	0.79	0.20	0.10	0.310	0.200	1.13	0.008	0.009	0.06	0.027	100.65	2.3
15	3/07	49.69	0.65	7.40	12.03	0.20	17.68	10.59	0.73	0.19	0.03	0.236	0.166	0.75	0.020	0.022	0.06	0.022	100.46	2.7
16	363-13	48.15	0.60	5.78	14.75	0.22	23.48	6.28	0.40	0.21	0.04	0.347	0.168	0.11	-	-	0.04	0.017	100.59	2.4
17	367-2	48.05	0.44	6.04	14.29	0.20	20.06	6.70	0.53	0.13	0.02	0.353	0.283	3.50	-	-	0.23	0.020	100.85	11.5
18	371-11	47.34	0.69	8.34	14.96	0.19	16.07	10.25	0.83	0.18	0.03	0.180	0.323	1.13	-	-	0.22	0.028	100.76	7.9
19	234-4	50.20	0.32	5.30	12.15	0.16	25.10	4.80	0.54	0.07	0.03	0.300	0.230	0.82	0.010	0.026	0.06	0.020	100.14	3.0
20	ВК-5	42.68	0.69	8.49	16.95	0.17	19.25	7.52	0.90	0.32	0.05	0.340	0.590	2.47	-	-	-	-	100.42	-
Среднее		47.83	0.56	6.82	13.62	0.18	20.00	8.28	0.75	0.20	0.05	0.270	0.249	1.53	0.040	0.025	0.10	0.021	100.51	4.3
Средний состав по дайке																				
Средний состав по дайке		47.40	0.56	6.88	13.13	0.17	20.68	8.31	0.78	0.20	0.06	0.288	0.205	1.49	-	-	0.10	0.023	100.28	-
21	МД-1	43.75	0.85	7.19	13.25	0.17	26.77	5.37	1.10	0.30	0.09	0.178	0.154	0.84	-	-	-	-	100.01	-

Примечание. Прочерк – нет данных. МД-1 – дайка Меридиональная

Таблица 2. Микроэлементный состав (г/т) пород дайки Черный Исполни (золото и платиноиды – мг/т).

Пробы/ Элементы	Верхняя боковая часть дайки						Центральная часть						Нижняя боковая часть дайки					
	169-3	2/07	361-1	365-1	370-1	366-13	ВК-3	169	511	1/07	171-1	171-2	3/07	363-13	367-2	371-8	371-11	ВК-5
P	462.38	460.42	517.14	502.37	538.39	542.28	360.77	445.22	420.00	617.27	330.00	300.10	681.18	572.51	419.01	515.59	686.78	452.59
Sc	30.29	37.30	37.21	28.66	30.15	38.00	29.15	28.12	23.93	25.54	43.72	30.41	36.10	28.11	27.96	34.72	35.75	24.69
Ti	4203.79	2533.77	2421.91	2830.83	1828.70	2667.33	2333.37	4750.23	817.00	2927.26	2504.34	3191.19	3045.33	2749.64	2107.33	2123.72	3264.31	3919.18
V	230.60	600.58	194.31	184.02	161.50	254.98	164.12	194.99	170.10	192.60	129.84	180.15	216.00	167.82	211.42	206.56	285.15	178.70
Cr	2108.54	1939.43	2354.66	1853.24	2250.70	2197.84	2177.50	1764.80	1433.07	1280.97	701.28	1022.38	1786.54	2097.57	2297.07	3692.21	1272.98	1548.73
Mn	1507.80	1426.15	1509.34	1281.94	1434.99	1483.33	1133.90	1633.30	1900.00	1013.13	1300.13	1300.32	1536.01	1701.56	1503.37	1405.03	1550.07	1075.76
Co	80.52	96.50	80.23	99.44	106.13	74.40	135.25	76.24	62.65	55.91	59.56	50.96	70.22	78.51	114.52	79.82	115.15	180.89
Ni	2618.01	2502.86	3499.09	4114.14	5381.40	2907.97	3566.32	1007.36	618.40	515.02	244.46	382.06	1293.43	1245.77	3459.69	3246.49	4330.77	5912.83
Cu	1649.19	1034.32	582.98	2643.76	2197.26	2349.37	1455.59	76.83	68.59	43.91	32.37	61.75	620.62	409.67	2301.28	1991.17	2166.21	2135.66
Zn	55.87	51.16	35.42	61.63	53.49	55.13	30.00	67.39	26.16	61.01	129.33	122.42	68.42	53.49	58.26	70.62	57.02	50.00
Ga	6.80	6.22	5.20	7.45	4.63	7.80	4.37	6.84	5.90	5.93	10.26	13.75	7.60	5.71	6.04	6.41	8.08	6.87
Ge	1.31	1.30	1.44	1.28	1.44	1.43	1.32	1.24	1.10	1.09	1.45	1.26	1.40	1.33	1.37	1.45	1.41	1.26
As	0.11	0.35	0.30	0.28	0.27	0.27	0.24	0.10	0.04	0.02	1.86	1.62	0.64	0.22	0.29	0.86	0.30	0.28
Se	2.09	2.83	3.42	6.32	7.21	3.62	10.88	0.64	0.27	0.40	0.27	0.27	1.80	1.56	4.51	4.79	4.17	11.76
Rb	3.13	3.12	2.29	8.62	2.31	3.94	1.80	3.96	4.21	2.56	3.15	12.04	3.40	4.22	2.71	3.28	4.24	5.72
Sr	42.60	45.10	30.49	56.76	21.67	42.38	29.97	62.36	47.65	36.24	115.80	101.65	47.63	25.98	33.73	19.51	55.65	76.45
Y	9.02	9.82	9.06	9.90	6.74	10.83	7.58	10.60	8.66	9.43	19.77	14.79	10.81	8.43	6.85	8.03	12.95	11.17
Zr	30.43	22.55	22.31	32.26	16.79	27.90	23.31	40.41	35.84	31.16	55.50	49.51	33.20	35.35	21.39	22.01	37.28	56.03
Nb	1.10	0.81	0.82	1.34	0.64	1.00	0.60	1.43	1.42	1.73	4.03	2.22	1.54	1.64	1.09	1.01	1.27	1.56
Mo	1.38	0.35	0.44	0.40	0.40	0.53	0.46	0.45	0.31	0.41	0.80	0.56	0.39	0.52	0.62	0.50	0.57	0.59
Ag	0.37	0.89	0.73	0.93	1.02	1.95	2.33	0.30	0.32	0.30	0.30	0.66	2.62	0.36	1.11	1.23	0.74	1.27
Te	0.04	0.14	0.41	0.70	0.76	0.39	1.28	0.04	0.04	0.08	0.04	0.04	0.25	0.12	0.36	0.38	0.34	1.15
Cs	0.01	0.08	0.04	0.14	0.04	0.06	0.01	0.01	0.04	0.04	0.12	0.13	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.01
Ba	47.55	27.45	25.28	50.62	20.23	35.74	28.84	64.34	62.92	23.30	105.90	185.60	43.44	45.66	30.00	31.48	44.56	117.80
La	2.71	2.06	2.06	3.41	1.66	2.47	2.19	3.76	3.66	9.97	10.48	8.46	3.26	3.65	2.10	2.05	3.19	4.57
Ce	6.83	5.25	5.24	8.14	3.88	6.23	5.54	9.42	9.04	23.67	34.56	18.89	8.07	8.48	5.04	5.10	8.16	11.12
Pr	0.89	0.77	0.78	1.12	0.57	0.92	0.71	1.26	1.24	3.04	5.61	2.37	1.12	1.14	0.70	0.73	1.21	1.47
Nd	4.63	3.96	3.86	5.38	2.74	4.63	3.73	6.32	5.98	12.01	27.37	10.58	5.42	5.22	3.39	3.56	6.05	7.27
Sm	1.26	1.23	1.21	1.48	0.85	1.41	1.04	1.66	1.54	1.14	6.32	2.61	1.55	1.30	0.95	1.06	1.78	1.88
Eu	0.36	0.40	0.40	0.49	0.28	0.47	0.29	0.48	0.48	0.44	1.39	0.82	0.50	0.40	0.31	0.34	0.57	0.57

Продолжение таблицы

Пробы/ Элементы	Верхняя боковая часть дайки						Центральная часть			Нижняя боковая часть дайки								
	169-3	2/07	361-1	365-1	370-1	366-13	ВК-3	169	511	1/07	171-1	171-2	3/07	363-13	367-2	371-8	371-11	ВК-5
Gd	1.74	1.81	1.65	1.98	1.19	2.03	1.49	2.10	1.98	2.33	6.25	3.31	2.11	1.69	1.31	1.45	2.42	2.51
Tb	0.22	0.30	0.28	0.32	0.20	0.33	0.17	0.28	0.29	0.30	0.83	0.51	0.34	0.27	0.21	0.25	0.40	0.32
Dy	1.97	2.00	1.82	2.04	1.29	2.16	1.49	2.07	1.87	1.89	4.61	3.19	2.20	1.68	1.38	1.58	2.50	2.27
Ho	0.40	0.40	0.38	0.41	0.28	0.45	0.26	0.37	0.36	0.37	0.89	0.66	0.45	0.35	0.30	0.33	0.52	0.41
Er	1.12	1.01	1.06	1.14	0.77	1.25	0.83	1.16	1.05	1.07	2.38	1.83	1.22	0.99	0.82	0.94	1.43	1.24
Tm	0.16	0.16	0.16	0.16	0.12	0.18	0.06	0.10	0.13	0.15	0.33	0.26	0.18	0.14	0.12	0.13	0.21	0.11
Yb	1.01	1.00	0.97	1.02	0.72	1.12	0.77	1.01	0.96	0.94	2.02	1.66	1.08	0.92	0.74	0.83	1.30	1.12
Lu	0.15	0.20	0.15	0.16	0.11	0.17	0.06	0.10	0.13	0.14	0.30	0.25	0.17	0.14	0.12	0.13	0.20	0.11
Hf	0.80	0.80	0.78	1.04	0.57	0.95	0.68	1.09	1.13	0.92	2.21	1.71	1.07	1.03	0.70	0.72	1.24	1.54
Ta	0.09	0.10	0.08	0.11	0.06	0.09	0.12	0.05	0.16	0.23	0.29	0.18	0.13	0.13	0.09	0.27	0.10	0.11
Re	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Pb	3.06	3.03	1.74	3.65	3.31	3.16	2.64	3.50	2.52	1.41	2.43	15.07	2.30	2.04	3.42	2.44	4.17	3.24
Bi	0.09	0.09	0.08	0.09	0.11	0.07	0.06	0.01	0.01	0.03	0.01	0.06	0.05	0.03	0.08	0.08	0.11	0.12
Th	0.34	0.30	0.31	0.53	0.28	0.39	0.23	0.41	0.44	0.72	0.30	1.43	0.50	0.53	0.40	0.34	0.54	0.39
U	0.06	0.06	0.06	0.09	0.05	0.07	0.03	0.03	0.07	0.07	0.09	0.22	0.10	0.10	0.09	0.06	0.09	0.05
Ru	13.45	-	13,03	25.15	28.48	10.79	-	8.73	-	-	-	15.52	4.93	1.52	2.95	3.94	4.97	-
Rh	13.34	-	6,71	11.30	11.64	6.19	-	23.41	-	-	-	7.47	2.0	-	0.91	1.53	2.83	-
Ir	21.21	-	-	-	2.59	-	-	105.0	-	-	-	4.65	-	-	-	-	-	-
Pt	109.24	41.22	122,9	298.6	129.7	209.4	343.7	44.71	-	6.32	-	36.13	68.24	37.28	28.05	48.82	58.77	321.9
Au	390.07	-	108,5	-	221.7	-	-	12.46	-	81.02	-	53.23	85.59	-	-	-	-	-
Pd	48.01	39.07	104,3	229.2	171.6	93.63	408.1	51.17	-	6.02	-	50.14	33.80	17.02	34.58	73.35	70.40	317.3
Th/Ce	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.04	0.04	0.05	0.03	0.08	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.06	0.04
Th/Ta	3.4	3.0	3.7	4.9	4.7	3.9	2.1	8.2	2.8	3.1	1.1	8.0	18.0	4.0	4.4	1.3	5.4	3.5
La/Nb	2.7	2.5	2.5	2.5	2.6	2.5	3.6	2.6	2.6	13.6	2.6	3.7	2.1	2.2	2.0	2.0	2.5	2.9
La/Ta	27.1	20.6	25.6	31.0	27.6	24.8	18.2	75.2	22.8	43.3	36.0	47.0	25.1	28.0	23.3	75.8	31.9	41.5

Примечания. Пробы проанализированы на ICP-MS Eian DRC11 Perking Elmer (США) в ХИАЦ ИТГиГ ДВО РАН, аналитики Д.В. Авдеев, Е.М. Голубева, А.Ю. Лушников, на платиноиды и золото – аналитики Д.В. Авдеев, Н.И. Ильина.

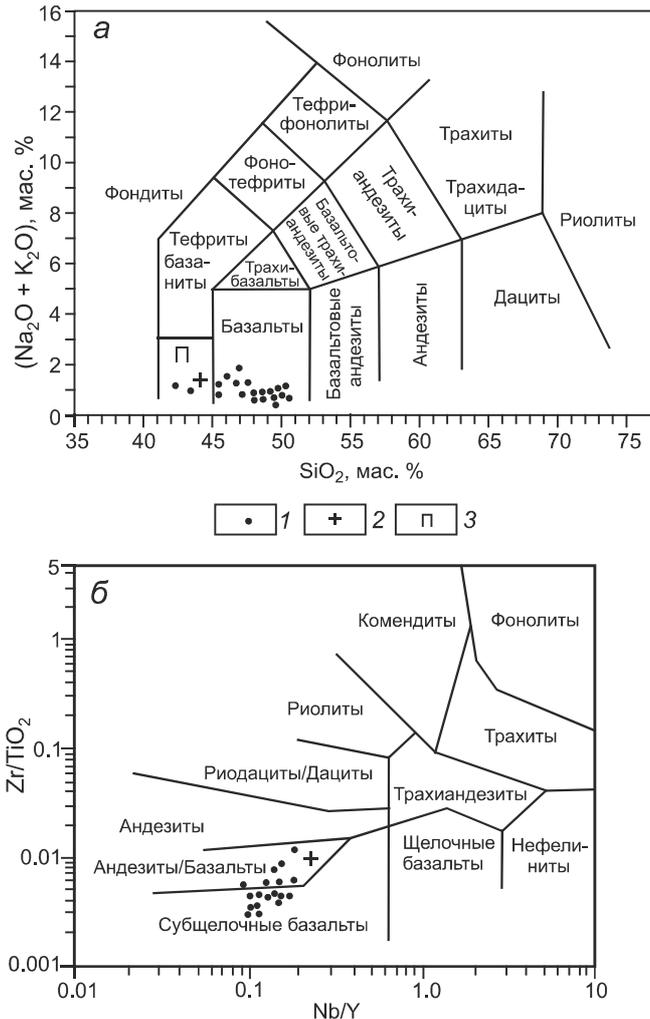


Рис. 4. Классификационные диаграммы для пород даек ЧИ и МД.

a) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [30]; *б)* $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ [40]. 1–2 составы пород даек по данным авторов: 1 – Чёрный Исполин, 2 – Меридиональная; 3 – пикробазальты.

гуративные точки составов исследуемых пород расположены преимущественно в поле базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), из них четыре точки – в поле низкокальциевых толеитов островных дуг. По содержанию высоkozарядных несовместимых элементов на диаграмме $\text{Zr}/4 - \text{Nb}x_2 - \text{Y}$ [27] (рис. 5, б) основная часть анализов попадает в поле «нормальных» базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB), меньшая их часть – в поле вулканических дуг. На диаграмме $\text{Th} - \text{Hf}/3 - \text{Ta}$ [41] (рис. 6) основная часть фигуративных точек исследуемых пород располагается преимущественно в поле базальтов деструктивных плитных границ (базальтов островных дуг – IAB).

По соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{Ti}/\text{Zr}$ [39] (рис. 7, а) большинство пород дайки ЧИ соответству-

ют базальтам COX, а три пробы этой дайки и две пробы дайки МД [42] с более низкими значениями Ti/Zr и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ близки к континентальным платобазальтам. На диаграмме $(\text{Zr}/\text{Y}) - (\text{Nb}/\text{Y})$ [27] (рис. 7, б) фигуративные точки исследуемых ультрамафитов попадают преимущественно в область пород, образовавшихся из магм неплюмовых источников. Они размещаются в полях нормальных базальтов COX (N-MORB) и частично базальтов островных дуг (IAB), что позволяет связывать их происхождение с неплюмовыми источниками в верхней деплетированной мантии.

На вышеприведённых диаграммах (рис. 5–7) основная часть фигуративных точек составов высокомагнезиальных ультрамафитов попадают в область океанических ассоциаций N-MORB типа, меньшая их часть – в поле базальтов островных дуг. Вполне очевидно, что исследуемые породы обладают геохимическими признаками как несубдукционных (COX), так и субдукционных обстановок.

Геохимическая характеристика. В целом, суммарные концентрации REE в исследуемых породах дайки невелики, хотя некоторые из них варьируются в значительных пределах (рис. 8, табл. 2). Тренд распределения нормализованных по хондриту [38] содержаний REE в ультрамафитах имеет общий отрицательный наклон в сторону Yb и Lu (рис. 8, а). По содержаниям REE они близки к хондриту, отличаясь слабым обогащением LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.86-1.63$) и наличием умеренно отрицательных Eu и Dy аномалий (рис. 8, а). Породы дайки по форме спектров наиболее близки к E-MORB, отличаясь более низким уровнем концентраций. Почти «хондритовое» распределение HREE ($(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 2.03-1.43$) свидетельствует об эволюции первичных расплавов ультрамафитов вне поля устойчивости граната. Наличие Eu и Dy аномалий может быть связано с наложенными динамометаморфическими преобразованиями пород. В значительной части проб отмечаются концентрации REE, достигающие уровня 5–12 хондритовых норм (рис. 8, а). В целом, суммарные концентрации REE, характерные для большинства толеитовых разновидностей, типичны и для нормальных базальтов COX типа E-MORB.

Соотношение HREE в ультрамафитах характеризуется небольшой степенью обеднения $((\text{Gd}/\text{Yb})_N - 1.8)$, что исключает участие граната при фракционировании расплава и, соответственно, ограничивает условия петрогенеза по давлению [4, 17]. Такие условия могли возникнуть при выделении родоначальной магмы только в зоне стабильности шпинели $((\text{Gd}/\text{Yb})_N < 2)$ на глубинах менее 75 км. Как известно, глубина выделения родоначальных магм, по [28], определя-

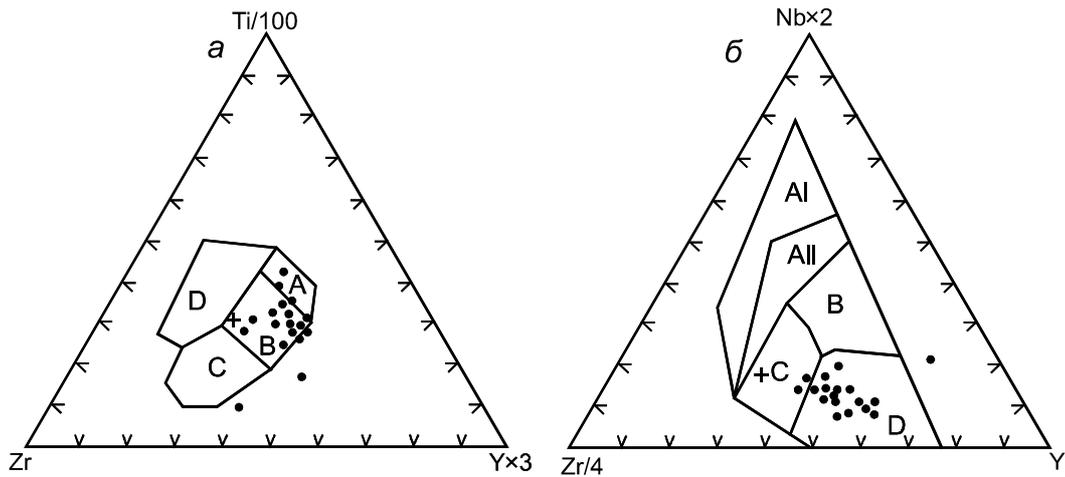


Рис. 5. Соотношения Zr-Ti-Y и Zr-Nb-Y в ультрамафитах дайки Черный Исполин.

a) Zr – Ti/100 – Y×3 [34]. А, В – низкокальциевые толеиты, В – базальты срединно-океанических хребтов; С – известково-щелочные базальты; D – базальты внутриплитных обстановок.

б) Zr/4 – Nb×2 – Y [27]. А1 – внутриплитные щелочные базальты (WPA), А11 – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты (WPT), В – «обогащенные» базальты срединно-океанических хребтов ($E_{\text{тип}}$ - MORB), С – базальты вулканических дуг (VAB), D – «нормальные» базальты срединно-океанических хребтов ($N_{\text{тип}}$ - MORB). Условные обозначения: точки и крестик – составы пород дайки Черный Исполин и Меридиональная, соответственно.

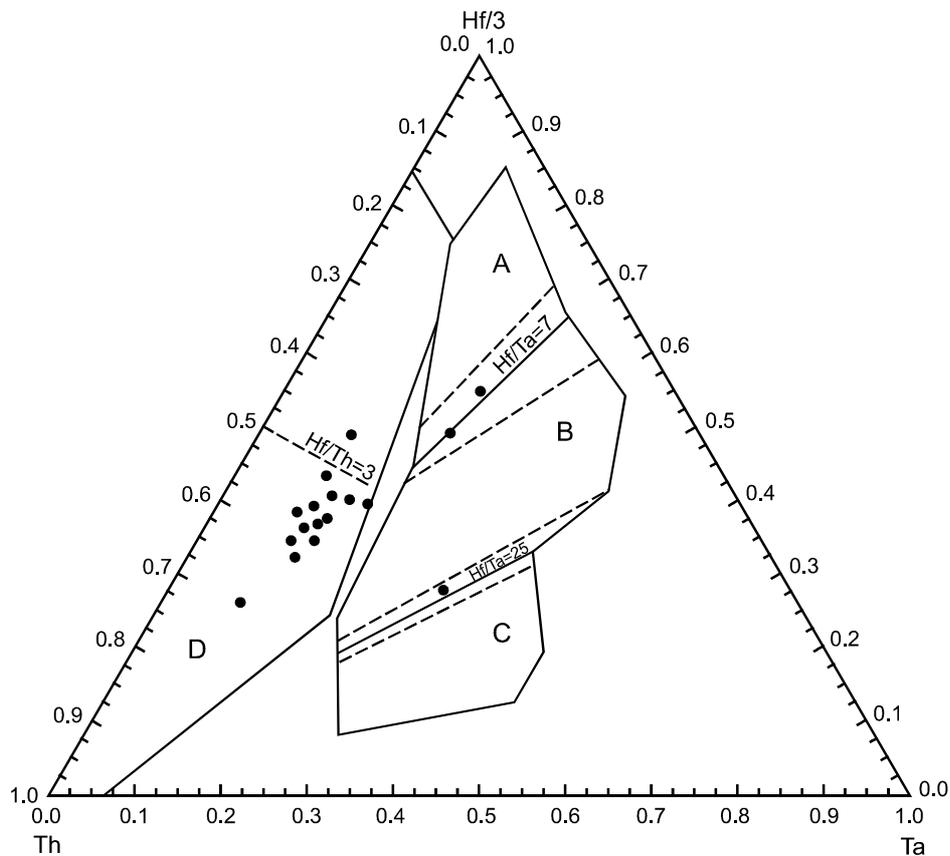


Рис. 6. Соотношение Th – Hf/3 – Ta [41] в породах дайки ЧИ.

А – нормальные базальты срединно-океанических хребтов, В – обогащённые базальты срединно-океанических хребтов и толеитовые внутриплитные базальты, С – щелочные внутриплитные базальты, D – базальты деструктивных плитных границ.

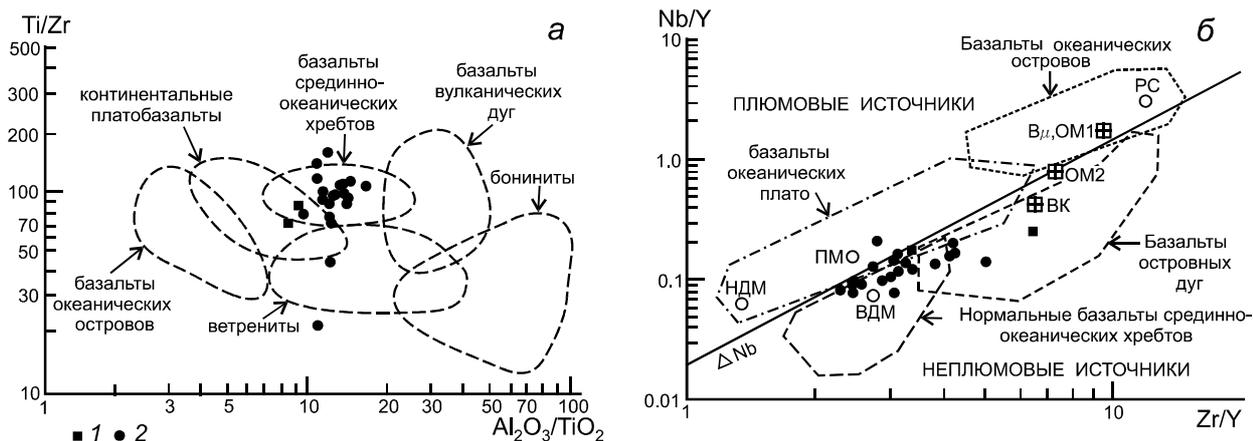


Рис. 7. Диаграммы $Ti/Zr - Al_2O_3/TiO_2$ [39] и $Nb/Y - Zr/Y$ [27] для ультрамафитов даек.

а) $Ti/Zr - Al_2O_3/TiO_2$; б) $Nb/Y - Zr/Y$, ПМ – примитивная мантия, ВДМ – верхняя деплетированная мантия, НДМ – нижняя деплетированная мантия с плюмовой составляющей, РС – рециклированный компонент, ОМ1 и ОМ2 – обогащенная мантия, ВК – верхняя кора, В μ – источник с высоким значением $^{238}U/^{204}Pb$. Условные обозначения: залитые кружки и квадраты – составы пород даек Чёрный Исполин и Меридиональная, соответственно.

ет геохимическое различие состава пород. В системе $Sm/Yb - La/Yb$ [31] исследуемые породы также попадают в поле плавления шпинелевых перидотитов в пограничной области с гранатосодержащей лерцолитовой магмой.

На мультиэлементной диаграмме относительно примитивной мантии [38] (рис. 8, б) наблюдается фракционирование за счёт редких элементов, с глубоким Sr-минимумом (фракционирование плагиоклаза и клинопироксена). Проявленные отрицательные Ta-Nb и Zr-Hf аномалии могут интерпретироваться как участие в магмогенерирующем источнике надсубдукционной компоненты. Но, с другой стороны, обеднённость большинством некогерентных элементов (от Rb до Sr) – характерный признак для несубдукционных базитов СОХ и океанических плато [16]. Также показательны Ba, Rb, Th, Ti и P-максимумы, являющиеся отражением коллизионных событий [16, 22].

В сравнении с хондритом [38] исследуемые породы обеднены Zr по отношению к Ti ($Ti/Zr=70-180$), Y по отношению к Zr ($Y/Zr=0.33-0.40$) и Ti ($Ti/Y=210-410$) и обогащены Nb по отношению к Zr (табл. 2), что существенно их отличает от ультрамафитов офиолитовых поясов [35]. Эти отношения подтверждают обогащённость мантийного источника Ti и Zr.

Характер линии, отражающей изменение концентраций РЗЭ в ультрамафитах дайки ЧИ (на диаграмме 8, в), подобен поведению аналогичных линий для пород толеитовых серий зон сжатия – базальтов ранних этапов развития островных дуг (энсиматических дуг) и энсиматических сегментов активных континентальных окраин [16]. Эта линия имеет такой же

устойчивый отрицательный наклон и показывает их сходство с базитами, формирование которых происходило в условиях сжатия. Она резко отличается от линий изменения концентраций REE в магматитах, образующихся в обстановках растяжения [12, 16] (см. рис. 8, в).

Геохимический тип мантии. Весьма важным вопросом является геохимический тип мантии, с которой связаны исследуемые ультрамафиты. На вариационных диаграммах Y-Zr и Ti-Zr [4, 32] (рис. 9) с нанесёнными трендами эволюции составов, производных различных типов современных мантийных источников, точки составов исследуемых ультрамафитов располагаются в поле EM, частично попадая в поле PM, (рис. 9, б). Из вышесказанного следует, что источником могла служить мантия обогащённого типа.

Повышенные отношения La/Nb (2.0–3.7) и La/Ta (18.2–47.0) в ультрамафитах также позволяют предположить, что исходный для них магматический расплав образовывался в пределах незначительно обогащенной литосферной мантии [2, 38]. Насыщенность исследуемых пород HFSE, отрицательные аномалии в области Sr, Ta, Nb, Zr, Hf и невысокие значения отношений несовместимых элементов Th/Ce (0.03–0.08), Th/Ta (1.1–8.2), близкие к таковым в базальтах, произведённых за счёт мантийных источников [26, 27, 37], могут свидетельствовать о флюидонасыщенном литосферном источнике базит-пикритового расплава [33]. Приведённые результаты находят своё подтверждение также и на других геохимических диаграммах $(Gd/Yb)_N - (Al_2O_3/TiO_2)$ и $(La/Sm)_N - Al_2O_3/TiO_2$ [37].

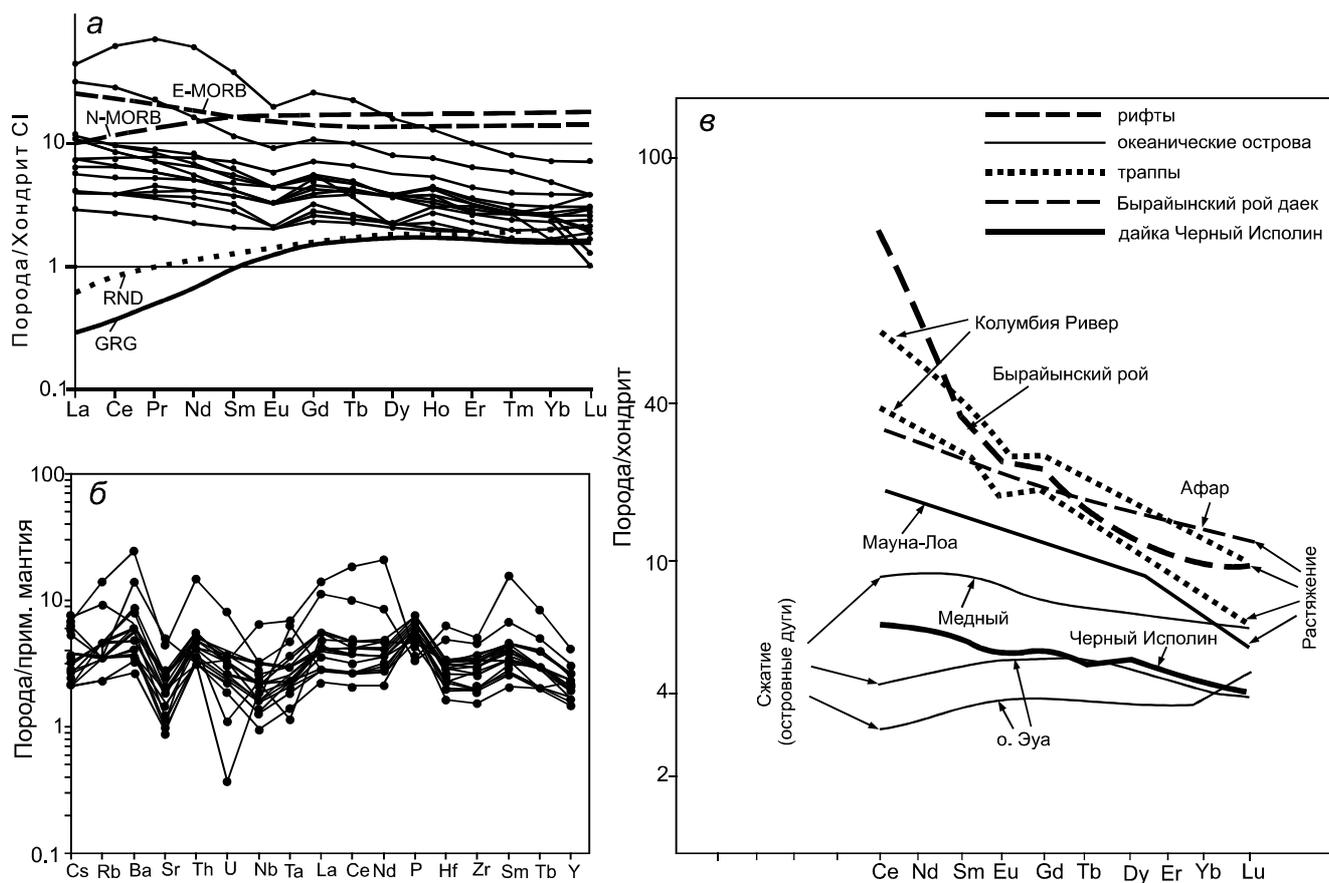


Рис. 8. Характеристика состава редкоземельных и малых элементов в ультрамафитах.

Мультиэлементные спайдер-диаграммы с распределением несовместимых элементов в породах даек, по [38], относительно: *a* – хондрита, *б* – примитивной мантии, *в* – распределение редкоземельных элементов в породах толеитовой и коматит-толеитовой серий зон сжатия (островные дуги) и зон растяжения (внутриплитные обстановки), нормированные к хондриту [16, 38]. На 8, *a* показаны: RND – наиболее обогащенные шпинелевые лерцолиты офиолитового массива Ронда [35], GRG – типичные коматитовые расплавы о-ва Горгона [36].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дайки ультрамафитов, встречающиеся в ассоциации с силлами мафит-ультрамафитов среди архейских пород Джугджурского и Туксанийского блоков Пристановой зоны коллизии в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы, представлены линейными крутопадающими в северо-северо-восточных румбах телами. Обращает на себя внимание, что время их формирования (1.73–1.69 млрд лет [11, 13, 18, 29]) совпадает с возрастом магматитов улканской вулcano-плутонической ассоциации (1.73–1.68 млн лет [11, 12]) Учурской континентальной микроплиты Восточно-Алданского микроконтинента. То есть, синхронно по времени на сопредельных площадях в условиях сжатия происходило формирование даек и силлов мафит-ультрамафитов Кун-Маньёнского ареала [11, 13, 14], а в условиях внутриконтинентального растяжения – даек мафитов Улканской палеорифтовой

структуры Учурской микроплиты [11, 12]. Принципиальное различие в вещественном составе пород и характере деформаций в пределах этих структур [11, 12, 13, 14] свидетельствуют о том, что история их развития была различна, а сближены (частично совмещены) они в результате столкновения островной дуги и микроконтинента с образованием Пристановой зоны коллизии [7, 8, 13].

Ультрамафиты даек по особенностям минерального и петрохимического состава отвечают плагиоклазосодержащим оливиновым вебстеритам и относятся к ряду пород нормальной щёлочности с низкой глинозёмистостью, низкими содержаниями TiO_2 и суммы щелочей, существенным преобладанием Na_2O над K_2O , в которых высокие концентрации Ni и Sr коррелируются с высокими содержаниями Mg (табл. 1, 2). По петрохимическим признакам они попадают в поля высокомагнезиальных ультрамафитов пикрит-толеитовой серии, родоначальными магмами которых

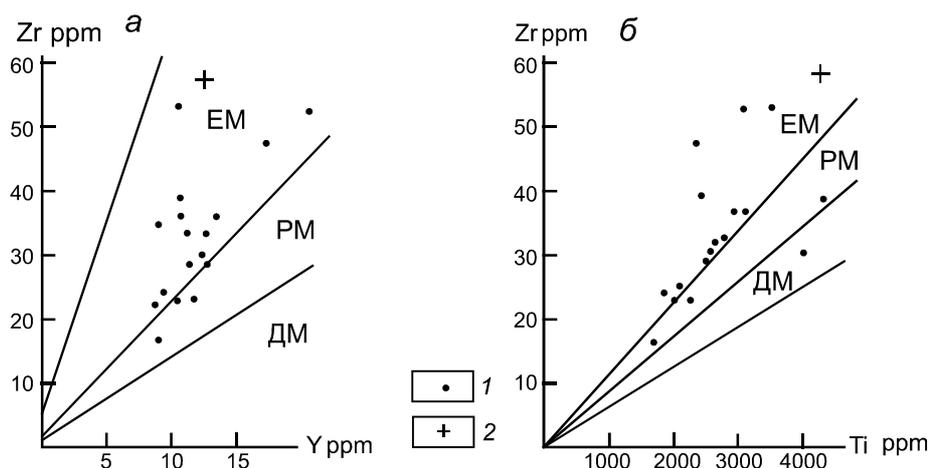


Рис. 9. Соотношение содержаний Ti, Y и Zr в породах даек.

DM – деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, EM – обогащенная мантия (OIB) [4, 32]. 1–2 – точки составов пород даек Черный Исполин (1) и Меридиональная (2).

могли быть не ультраосновные, а пикробазальтовые магмы [22]. Наблюдается, что с уменьшением магнетизальности от центральной части дайки ЧИ к приконтактовым ее частям происходит увеличение содержания CaO и Al_2O_3 , свидетельствующее о возрастании в расплаве роли плагиоклазовых и клинопироксеновых фаз [24]. Их химизм согласуется с моделью фракционирования исходных высокомагнетизальных базальтов в промежуточных камерах при низких давлениях по феннеровской схеме под контролем оливин-плагиоклазовой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик [3, 20, 22]. Присутствие летучих (S, Cl, F, As, Te, Se и H_2O) компонентов (табл. 1, 2, [10, 14]), повышенные содержания флогопита, роговой обманки и вторичных серпентина, тремолита, талька, хлорита и кальцита могут свидетельствовать о существенной роли флюидного режима на поздних стадиях формирования ультрамафитов дайки ЧИ [2, 6].

Уровень концентрации REE в исследуемых породах и характер нормированных спектров (рис. 8 а, б) указывает на участие достаточно обогащённых источников в формировании исходных расплавов, из которых кристаллизовались породы дайки ЧИ, кардинальным образом отличающихся от типичных коматиитовых расплавов [36] и перидотитов офиолитовых ассоциаций [35]. На ранней стадии исследований было сделано предположение о вулканогенной базальт-коматиитовой их природе [3, 17], которое в данной работе не нашло своего подтверждения. По форме спектров породы дайки ЧИ наиболее близки к E-MORB, отличаясь несколько более низким уровнем концентрации элементов (рис. 8, а). На мультиэлементных спектрах прослеживаются, в целом, те же

тенденции: наличие слабовыраженных Ta-Nb и Zr-Hf отрицательных аномалий ещё не предполагает значительного вклада окисленных (субдукционных) мантийных источников или, напротив, – заметной контаминации коровым веществом. В целом, повышенные концентрации LREE относительно HREE совместно с другими данными позволяет их отнести к производным пикритовых магм.

Соотношение $\text{Zr/Y} - \text{Nb/Y}$ в исследуемых породах свидетельствует о неплюмовом источнике исходных для них расплавов в верхней деплетированной мантии [27]. Изменение концентраций REE в ультрамафитах на диаграмме порода – хондрит (рис. 9, в) подобно поведению таковых в породах толеитовой и пикрит-толеитовой серий зон сжатия – базальтах островных дуг, которые могут быть [16] специфической серией зон сжатия ранних этапов развития островных дуг (энсиматических дуг) и энсиматических сегментов активных континентальных окраин.

Геохимические характеристики ультрамафитов дайки ЧИ позволяют предполагать, что формирование инициальных расплавов для них могло происходить в пределах промежуточного незначительно обогащённого литосферного очага. Исследованные породы могут быть закономерным конечным продуктом эволюции подкорового мантийного вещества, сформировавшегося вдоль Майского глубинного разлома, проникающего глубоко в мантию (по гравиметрическим данным [15]). Дифференциация мантийного вещества с образованием ультрамафитов происходила при подъёме в верхние части земной коры, по всей вероятности, под действием флюидов и водных растворов (серпенинизация, амфиболизация и т.д.) в

глубинной зоне Майского разлома [13, 14, 29]. Спецификой такого расплава является обогащенность интрузий флюидными (S, Cl, F, H₂O) компонентами, которая выражается в наличии в составе минеральных фаз, богатых гидроксидом – амфиболов и флогопита, магматических по происхождению [13, 22]. Насыщенность их высокозарядными некогерентными элементами (HFSE), отрицательные аномалии в области Sr, Nb, Ta и максимумы Ba, Th, Ti, P могут свидетельствовать о флюидообогащенном литосферном источнике базит-пикритового расплава. Из сопоставления составов исследуемых пород с трендами эволюции составов, производных современных мантийных источников различных типов, можно предположить, что мантийный их источник по своим геохимическим характеристикам соответствовал в различной степени «обогащенному» (EM) типу мантии.

Вполне очевидно, что исследуемые высокомагнезиальные ультрамафиты обладают геохимическими признаками как несубдукционных (COX), так и субдукционных обстановок. Сочетание в магматитах субдукционных (от предшествующей субдукции) и внутриплитных (от флюидов астеносферного диапира) геохимических характеристик является характерной особенностью трансформной окраины как результата относительного скольжения океанической (Верхнемайской) и континентальной (Учурской) микроплит в горизонтальной плоскости.

Рудоформирующая система дайки ЧИ (в центральной – осевой ее части) на раннемагматическом этапе, когда формируется тонкорассеянная минерализация, имеет слабо выраженную никелистую специализацию (табл. 1, 2); сульфидные минералы представлены никельсодержащим (Ni – до 0.76 мас. %) пирротинном, иногда в ассоциации с пентландитом, редко со сперрилитом. При этом халькопирит, который является типичным минералом сульфидных руд месторождения Кун-Маньё [14], для минерализации этого этапа не характерен. Но в процессе своей эволюции на постмагматическом этапе рудоформирующая система в боковых частях дайки значительно обогащается Cu, Ni, PGE, Au, As, Te и Se (табл. 2). Образование вторичных минералов, возможно, является закономерным результатом развития рудоформирующей системы магматического источника на завершающем этапе, на котором накапливается медистая составляющая в остаточных флюидо- и водонасыщенных расплавах [20]. Присутствие летучих (S, Cl, F, As, Te, Se и H₂O) компонентов (табл. 1, 2, [10, 14]), повышенные содержания вторичных серпентина, тремолита, талька, хлорита и кальцита могут свидетельствовать о значительной роли флюидного режима

в формировании сульфидных Cu-Ni с PGE руд в породах боковых частей дайки ЧИ.

Присутствие в породах даек и силлов [14] Кун-Маньёнского ареала признаков синплутонических пластических деформаций позволяет предположить, что их становление происходило в условиях активное тектогенеза в процессе коллизионного столкновения (в интервале 1.76–1.68 млн лет [11, 12]) палеопротерозойской Верхнемайской островной дуги Пристанового орогена с Учурской континентальной микроплитой Алданского микроконтинента. Из этого следует, что в основной коллизионный этап дайки и силлы мафит-ультрамафитов находились в консолидированном и «холодном» состоянии, в процессе сдвиговых движений они вовлекались в «роллинг» как тектонические пластины в относительно маловязкой вмещающей среде [13]. По-видимому, такой механизм их формирования мог быть реализован только при появлении Майского разлома (одного из сателлитов Становой зоны глубинных разломов) под воздействием на Учурскую континентальную микроплиту глобальных тектонических сил, перемещающих отдельные части Пристанового орогена [8, 13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах юго-восточного обрамления Сибирской платформы изучены дайки палеопротерозойских ультрамафитов Кун-Маньёнского ареала восточной части Пристанового орогена. В конце палеопротерозоя здесь широко проявились процессы чешуйчато-надвиговых дислокаций (от 1.76 до 1.68 млрд лет, [11, 13, 15]), наиболее поздние из которых сопровождались внедрением мафит-ультрамафитовых даек и силлов (1.73–1.69 млрд лет [11, 13, 18, 29]), контролирующее размещение сульфидного Cu-Ni с PGE оруденения. Представленные в статье геологические и геохимические данные позволяют высказать предположение, что внедрение даек и силлов Кун-Маньёнского ареала проходило в обстановке сжатия и связано со становлением поднятия (Пристанового орогена), сформировавшегося в результате чешуйчато-надвиговых дислокаций [1, 8, 12]. Все ареалы и рои мафит-ультрамафитовых тел приурочены, как правило, к центральной части поднятия (рис. 1). О подъеме земной коры в регионе в конце палеопротерозоя свидетельствуют большая величина ее эрозийного среза и отсутствие на данной территории более молодых докембрийских вулканогенно-осадочных и магматических образований [1, 11, 13].

Повышенные концентрации LREE относительно HREE совместно с другими данными позволяют отнести исследуемые породы дайки ЧИ к высокомаг-

незиальным ультрамафитам пикрит-толеитовой серии, родоначальными магмами которых могли быть не ультраосновные, а пикробазальтовые магмы. Уровень концентрации REE в ультрамафитах и характер нормированных спектров указывают на участие достаточно обогащённых источников в формировании исходных расплавов, из которых кристаллизовались породы, кардинальным образом отличающиеся от перидотитов офиолитовых ассоциаций и типичных коматиитовых расплавов. По форме спектров и по содержанию индикаторных элементов (Nb, Yb и Th) они близки к «обогащенному» мантийному источнику типа E-MORB, отличаясь более низким уровнем концентраций REE. Соотношение $Zr/Y - Nb/Y$ в ультрамафитах свидетельствует о неплумовом источнике исходных для них расплавов в верхней деплетированной мантии. Спецификой такого расплава является обогащенность пород флюидными (S, Cl, F, As, Te, Se и H_2O) компонентами, которая выражается в наличии в составе минеральных фаз, богатых гидроксидом – амфиболов и флогопита, магматических по происхождению.

Геологические данные и особенности петрографической структуры исследуемых пород указывают на то, что их становление могло происходить в тектонически неспокойных условиях в процессе коллизионного столкновения палеопротерозойской островной дуги с микроконтинентом. Сочетание в магматах субдукционных и внутриплитных геохимических характеристик является характерной особенностью трансформной окраины как результата относительно скольжения океанической (Верхнемайской) и континентальной (Учурской) микроплит в горизонтальной плоскости.

Немаловажно, что описываемые дайки высокомагнезиальных ультрамафитов кун-маньёнского комплекса часто выступают в качестве структур, контролирующих размещение сульфидного Cu-Ni с PGE оруденения [10, 28], формирование которого происходит, как правило, на заключительных этапах рифтогенеза или связано с более поздними этапами тектоно-магматической активизации [2, 13, 14, 23]. Рудоформирующая их система эволюционировала от существенно никелистой на раннемагматическом этапе при формировании рассеянной минерализации до значительно обогащённой медью на постмагматическом этапе.

Авторы выражают благодарность и признательность анонимным рецензентам рукописи за конструктивные замечания и ценные советы, которые способствовали существенному улучшению представляемого материала.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алакшин А.М., Карсаков Л.П. Глубинное строение Станового структурного шва // Тихоокеан. геология. 1985, № 3. С. 76–85.
2. Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. Магматические горные породы // Ультраосновные породы. 1988. Т. 5. М.: Наука, 507 с.
3. Вовна Г.М., Киселёв В.И., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Леников А.М., Зарубина Н.В., Вельдемар А.А. Первые данные по локальному изотопному U – Pb датированию цирконов (метод LA-ICP-MS) гиперстенных плагиогнейсов Джугджурского блока (юго-восток Алданского щита)// Докл. АН, 2014. Т. 459, № 2. С. 189–193.
4. Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. (2003) Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.
5. Габышев В.Д. Перспективы платинометалльного оруденения в расслоенных массивах и комплексах юга Якутии в связи с новыми геолого-экономическими условиями // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха в современных условиях: Материалы республик. науч.- произв. геол. конф. Якутск: Госкомгеологии РС (Я), 2002. С. 80–86.
6. Глазунов О.М., Радомская Т.А. Геохимическая модель генезиса Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения // ДАН. 2010. Т. 430, № 2. С. 222–226.
7. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
8. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4, С. 3–15.
9. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др. Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточного Становика / Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России: Материалы Дальневост. регион. конф. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 117–119.
10. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.Н. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 4. С. 505–508.
11. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология, 2012. Т. 31, № 2. С. 3–21.
12. Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Косынкин А.В. Базитовые дайки верхнего палеопротерозоя Улкан-Учурского района (восток Алдано-Станового щита): структурное положение, состав и обстановка формирования // Геотектоника. 2013. № 4. С. 47–60.
13. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Песков А.Ю., Петухов

- ва Л.Л., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса (юго-восток Сибирской платформы) // Отеч. геология. 2014. № 6. С. 48–56.
14. Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Абражевич А.В., Чубаров В.М., Тихомирова А.И.. Геологическая позиция, минералы редких и благородных металлов в рудах медно-никелевого месторождения Кун-Манье (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 6. С. 3–23.
 15. Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А., Зелепугин В.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N–53. Шантарские о-ва: Объясн. зап. / Ред. Г.В. Роганов СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2007. 448 с.
 16. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. Мин-во геологии СССР, АН СССР, Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов / Под ред. Н.В. Межеловского. М.: Недра, 1991. 204 с.
 17. Мишкин М.А., Ленников А.М., Вовна Г.М., Бадрединов З.Г., Октябрьский Р.А. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) // Геохимия. 2007. № 6. С. 608–623.
 18. Песков А.Ю., Диденко А.Н., Гурьянов В.А. Эволюция палеопротерозойского мафит-ультрамафитового магматизма Кун-Маньенского рудного поля (Алдано-Становой щит) по палеомагнитным данным // Тихоокеан. геология, 2018, Т. 37, № 5. С. 3–15.
 19. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
 20. Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Вишневский А.В., Поляков Г.В. Минералого-геохимические особенности Тартайского массива, Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57, № 3. С. 195–220.
 21. Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Солдатов А.И. Джугджуро-Становой пояс малых тел мафит-ультрамафитов и связанная с ними сульфидная Cu-Ni минерализация // Вестн. ОНЗ РАН. 2010. Т. 2, NZ10005. М.: Геофиз. центр РАН, 2010.
 22. Приходько В.С., Петухова Л.Л., Гурьянов В.А., Чубаров В.М. Петрология малых тел никеленосных мафит-ультрамафитов юго-востока Алдано-Станового щита // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 2. С. 46–65.
 23. Стогний Г.А., Стогний В.В. Платиноносность Алдано-Станового щита // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 6. С. 529–535.
 24. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 25. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы // Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.
 26. Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history // Cambridge Univ. Press, Oxford, UK. 2001. 305 p.
 27. Condie K.C. Greenstones through time // Archean crustal evolution / Eds. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 85–120.
 28. Ernst R. E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Univ. Press, 2014. 653 p.
 29. Guryanov V.A., Peskov A.Yu., Didenko A.N., Prikhodko V.S., and Petukhova L.L. Late Paleoproterozoic mafic-ultramafic magmatism of the southeastern Aldan-Stanovoy Shield, and related copper-nickel mineralization (Russian Far East). Proc. of the 2-nd Intenati. Confer. precambrian continental growth and tectonism /Edi. V.K. Singh, Ram Chandra. 2011. P. 79–84.
 30. LeBas M.J. IUGS reclassifier of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 1467–1470.
 31. Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M. Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa // J. Petrol. 2001, V. 42. N 5. P. 877–900.
 32. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
 33. Neumann E.R., Svensen H., Galerne C.Y., Planke S. Multistage evolution of dolerites in the Karoo Large Igneous Province, Central South Africa // J. Petrol. 2011. 52. P. 959–984.
 34. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
 35. Remaidi M. Etude géochimique de l'association harzburgite, dunite et pyroxénite de l'Arroyo de la Cala (Massif of Ronda, Espagne). Montpellier 2 (France), Montpellier, 1993.
 36. Revillon S., Arndt N.T., Chauvel C. et al. Geochemic study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona island, Colombia: the plumbing system of an ocean plateau // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 1127–1153.
 37. Shervais J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 101–118.
 38. Sun S.S., Mc. Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norri. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1989. N 42. P. 313–345.
 39. Wilson A.N., Versfeld J.A. The Early Archean Nondweni greenstone belt, southern Kapvaal Craton, south Africa, Part II. Characteristics of the volcanic rocks and constraints on magma genesis // Precam. Res. 1994. 67. P. 227–320.
 40. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. 20. P. 325–343.
 41. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50 (1), P. 11–30.
 42. www.tvforex.ru/metal/1914-amur-minerals-poluchit.html (дата обращения: 12.01.2022).

Рекомендована к печати С.В. Высоцким
после доработки 16.11.2022 г.
принята к печати 25.11.2022 г.

V.A. Guryanov, L.L. Petukhova, V.Ye. Kirillov

Paleoproterozoic ultramafic dykes of the Kun-Manie area (SE Siberian platform): Structural position, composition and emplacement environments

Dykes of Paleoproterozoic ultramafic rocks from the Kun-Manie area were studied within the southeastern fringe of the Siberian Platform. At the end of the Paleoproterozoic, the processes of overthrust faulting and folding were widely manifested here, the latest of which were accompanied by the emplacement of mafic-ultramafic dykes and sills that control the location of Cu-Ni-PGE sulfide mineralization. The petrographic structure of ultramafic dykes suggests their emplacement in tectonic settings. The elevated concentrations of LREE relative to HREE, coupled with other data, allow them to be referred to high-Mg ultramafic rocks of the picrite-tholeiite series, the parent magmas of which could be not ultramafic, but picrobasaltic magmas. The level of REE concentrations in ultramafic rocks and the nature of the normalized spectra indicate the involvement of sufficiently enriched sources in the generation of primary melts from which rocks crystallized that radically differed from peridotites of ophiolite associations and typical komatiite melts. In terms of spectral shapes and contents of indicator elements (Nb, Yb and Th), they are close to the «enriched» mantle source of the E-MORB type differing in lower REE concentrations. The Zr/Y – Nb/Y ratio in ultramafic rocks suggests a non-plume source of their primary melts in the upper depleted mantle. Rocks derived from such a melt are characteristically enriched in fluid components (S, Cl, F, As, Te, Se, and H₂O), which is evident in the presence of mineral phases rich in hydroxyl, that is, amphiboles and phlogopite of igneous origin. The ore-forming system evolved from Ni-bearing at the early magmatic stage during the formation of disseminated mineralization to Cu-enriched at the postmagmatic stage. The geological data indicate that they formed during the collision between the Paleoproterozoic island arc and the microcontinent. The combination of subduction and intraplate geochemical characteristics in magmatites is characteristic of the transform margin as a result of the oceanic (Verkhnemaya) and continental (Uchur) microplates sliding horizontally past each other.

Key words: ultramafic rocks, geochemistry, Kun-Manie area, orogen, websterites, Black Giant dyke, fluid components, mantle.