

Новые геохимические и изотопные (Rb-Sr и Sm-Nd) данные пород щелочно-ультраосновного массива Кондёр Алданского щита (Хабаровский край, Россия)*

В. М. Саватенков^{1,2}, А. Г. Мочалов¹

¹ Институт геологии и геохронологии РАН,
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

² Санкт-Петербургский государственный университет,
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

Для цитирования: Саватенков, В. М., Мочалов, А. Г. (2022). Новые геохимические и изотопные (Rb-Sr и Sm-Nd) данные пород щелочно-ультраосновного массива Кондёр Алданского щита (Хабаровский край, Россия). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 67 (4), 568–590. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.402>

Изучен химический состав, а также Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики различных пород, слагающих щелочно-ультраосновной массив Кондёр Алданского щита: дунитов, клинопироксенитов, габбро, косьвитов, щелочных сиенитов. Ультраосновные породы раннего этапа (дуниты, клинопироксениты) имеют существенное метасоматическое преобразование, связанное с внедрением дайкового комплекса щелочных пород. Петрохимические особенности дунитов и клинопироксенитов указывают на то, что эти породы представляют собой кумулятивные фазы, последовательно кристаллизовавшиеся из пикритового расплава на раннем этапе формирования массива. Габбро и косьвиты краевой серии образовались из остаточного расплава после кристаллизации дунитов и клинопироксенитов. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики в породах раннего этапа внедрения (дунитах, клинопироксенитах, габбро) указывают на то, что эти породы формировались при участии процессов контаминации вмещающими породами. Изотопно-геохимические характеристики пород дайкового комплекса (косьвитов и щелочных пород дунитового ядра) указывают на то, что эти породы кристаллизовались из глубинного расплава, не претерпевшего значимой контаминации веществом континентальной коры. Различие в изотопных характеристиках между ультрабазитами и породами дайкового комплекса дунитового «ядра» — косьвитами и щелочными породами — предполагает наличие по крайней мере двух источников расплавов, участвовавших в формировании Кондёрского массива: первый источник — это ранний, глубинный расплав, сформировавший на верхнем уровне ультраосновные породы, а также косьвиты, плагиоклазовые пироксениты и габбро внешнего «кольца» с существенной степенью контаминации; второй — поздний, дифференцированный (монцонитовый и щелочно-сиенитовый) глубинный расплав (вдали от контаминанта), ставший источником даек косьвитов и щелочных пород в центральной части массива Кондёр.

Ключевые слова: щелочно-ультраосновной массив Кондёр, Rb-Sr, Sm-Nd, изотопно-геохимическая характеристика.

* Работа выполнена по темам Института геологии и геохронологии РАН FMUW-2022-0004 и FMUW-2022-0005.

1. Введение

В середине XX столетия на Алданском щите было открыто несколько щелочно-ультраосновных массивов, сходных по строению и связанных с перспективными рудопоявлениями платиноидов, — Кондёр¹, Чад, Инагли, Сыбах и др. Все они имеют концентрически-зональную структуру с «дунитовым ядром» (Богомолов, 1968, с. 312–363; Косыгин и Приходько, 1994; Некрасов и др., 1994). Со всеми массивами ассоциируют россыпи платиновых металлов (Рожков и Кицул, 1960). При этом каскад россыпных месторождений рек и ручьев массива Кондёр вошел в число уникальных (более ста тонн платины) (Мочалов, 1997, с. 127–165; 2019).

Условия образования щелочно-ультраосновных массивов вызывают много споров, а в связи с их высокой рудоносностью выяснение их генезиса является фундаментальной задачей. Большинство исследователей считают щелочно-ультраосновные массивы производными магматических процессов из щелочных пикритовых или базальтовых исходных магм (Андреев, 1987; Владыкин, 2016; Косыгин и Приходько, 1994; Мочалов, 2019; Некрасов и др., 1994; Орлова, 1991; Симонов и др., 2011). Согласно другой точке зрения, формирование дунитов происходило метасоматическим путем в мантии с последующим твердопластическим выводом их в форме диапира в кристаллические породы Алданского щита (Авдонцев и Малич, 1989; Burg et al., 2009). Доказывается также, что становление пироксенитовых, монцонитовых и щелочных образований сопровождалось мощным контактовым метасоматическим воздействием гранодиоритов на вмещающие дуниты (Богомолов, 1968, с. 312–363). Представления о возрасте ранних ультраосновных пород массива противоречивы: одни исследователи определяют их как раннепротерозойские (Косыгин и Приходько, 1994; Каретников, 2005; Малич и др., 2012; Некрасов и др., 1994; Ронкин и др., 2013), а другие — как мезозойские, а именно позднеюрские-раннемеловые (Андреев, 1987; Ельянов и Моралев, 1961; 1973; Мочалов и др., 2021; Орлова и др., 1978; Пушкарев и др., 2002; Саватенков и Мочалов, 2018). Возраст пород монцонитоидной и щелочной серий установлен как раннемеловой: 110–130 млн лет (Пушкарев и др., 2002; Ефимов и др., 2012; Орлова и др., 1978). Таким образом, главная дискуссия о происхождении массива Кондёр ведется в рамках двух предположений: 1) массив возник в ходе магматических циклов разных геологических эпох — раннего протерозоя и мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита; 2) его происхождение связано с магматическими циклами мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Несмотря на хорошую геологическую, петрологическую, минералогическую и геохимическую изученность массива Кондёр, до сих пор отсутствует комплексная изотопно-геохимическая характеристика пород всех основных магматических фаз. Такая комплексная характеристика пород массива позволяет более определенно ответить на вопросы, касающиеся источника расплава интрузии и его эволюции, роли корового-мантийного взаимодействия при формировании вещественного состава пород массива и ассоциирующей с ними платиновой минерализации, а также взаимодействия ранних ультраосновных с поздними мон-

¹ В дальнейшем щелочно-ультраосновной массив Кондёр будем называть кратко — массив Кондёр.

донитовыми, щелочными и кислыми интрузиями. В настоящей статье представлены результаты такого комплексного изотопно-геохимического изучения пород массива Кондёр.

2. Геологическая характеристика массива Кондёр

В геологическом отношении массив Кондёр² находится на Батомгском выступе Алданского щита, на пересечении двух глубинных разломов: Бераинского субмеридионального и Кондёро-Нётского субширотного. Массив на уровне современного эрозионного среза имеет в плане форму круга диаметром до 8.5 км и концентрически-зональное строение (рис. 1).

В обрамлении массива Кондёр развиты метаморфиты раннего архея и терригенные образования среднего рифея. Эти породы слагают кольцевой хребет Кондёр. Метаморфиты прорваны плагиогранитами раннего архея. Образования среднего рифея представлены кондёрской и омнинской свитами (это гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты). Осадочные образования подверглись контактово-термальному воздействию и интенсивно ороговикованы.

В геологическом строении массива Кондёр принимают участие дуниты, верлиты, пироксениты, косьвиты, горнблендиты, габбро, щелочные сиениты и их пегматиты, монцодиориты и субщелочные граниты. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архейского и терригенные породы протерозойского возраста и формируют единую кольцевую (в плане) структуру с центральным дунитовым ядром, диаметр которого около 5.5 км. Дуниты — это наиболее ранние породы массива. Под влиянием ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных интрузий кумулятивное дунитовое ядро подверглось синмагматической рекристаллизации, перекристаллизации и метасоматическому преобразованию. Это выразилось в широком распространении различных фациальных разновидностей дунитов и метасоматитов. Общая серпентинизация оливина дунитов, произошедшая под влиянием метеорных вод, на массиве Кондёр проявлена весьма умеренно.

Дуниты неоднородны по составу (в них варьируют содержания Fe, Ca, Ni и др.) и зернистости оливина, распределению и составу хромшпинелидов и степени метаморфогенной рекристаллизации и метасоматической перекристаллизации (сохранности первичных кумулятивных структур) (Косыгин и Приходько, 1994; Мочалов, 2019; Некрасов и др., 1994; Burg et al., 2009). Их фациальная неоднородность выражена в зональности первого порядка, обусловленной сменой краевых эндоконтактовых мелкозернистых дунитов мелко-, средне- и крупнозернистыми дунитами к центру. Среди средне- и крупнозернистых дунитов выделяются две главные разновидности: дуниты с полигональной крупнозернистой до пегматоидной структурой и светлые дуниты. Дуниты с полигональной крупнозернистой (рис. 2, а) до пегматоидной структурой (перекристаллизованные) часто окрашены в темно-серый или черный цвета. Дуниты состоят из оливина (90–92 %), хромшпинелидов (1–6 %), магнетита (1–5 %) и диопсида (1–3 %). Черный цвет дунитов обусловлен микронной вкрапленностью в оливине lamelley хромшпинелидов (рис. 2, б), магнетита

² Геологическое строение массива Кондёр в основном приводится на основании анализа фондовых и опубликованных работ Е. П. Емельяненко, М. П. Орловой, А. М. Ленникова, П. Д. Залищцака, М. А. Богомолова с некоторыми авторскими дополнениями.

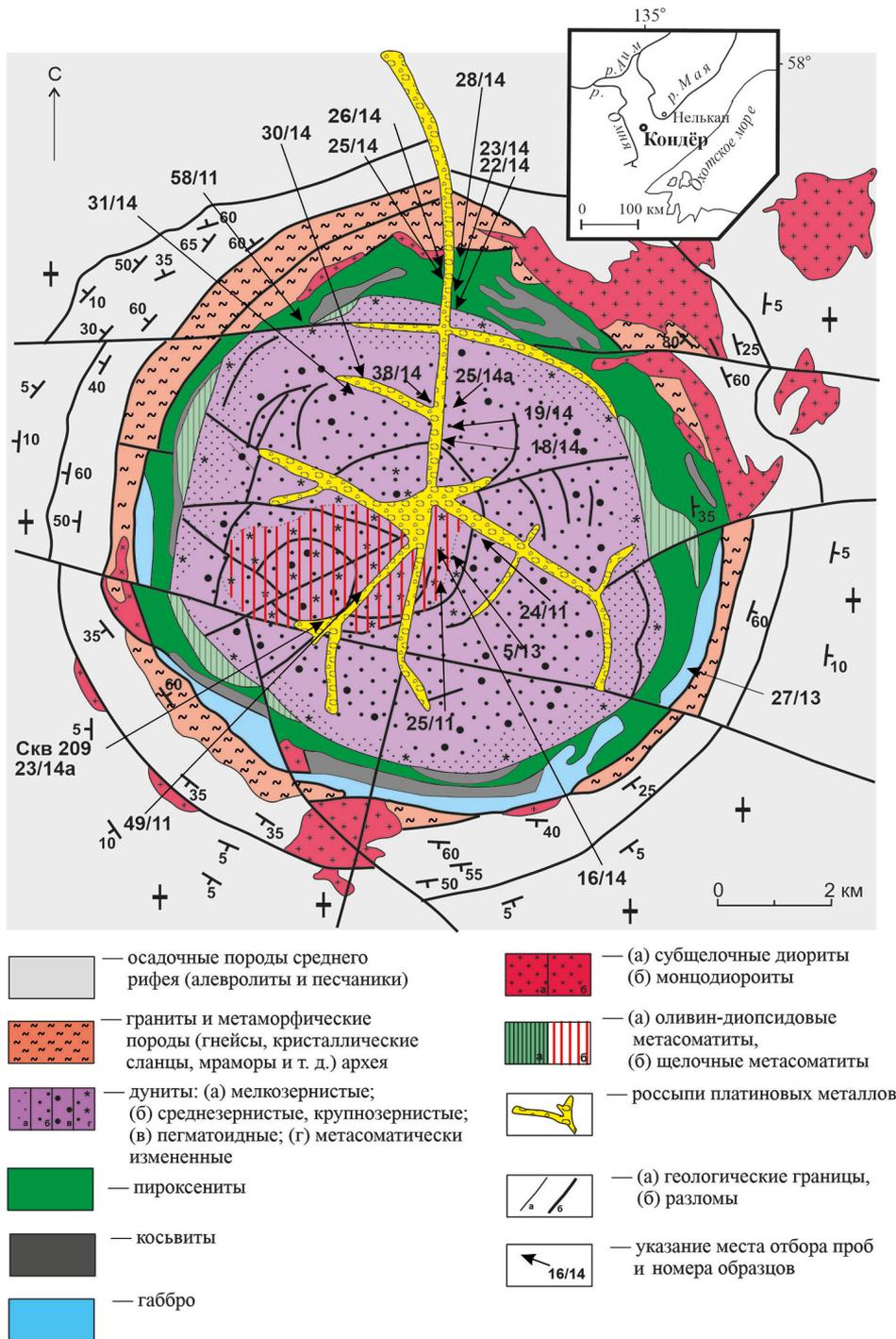


Рис. 1. Геологическая схема строения массива Кондёр Алданского щита (использованы геологические карты 1:10 000 и 1:25 000, составленные ПГО «Дальгеология» (Косыгин и др., 1994) и (Гуревич и Полонянкин, 2016))

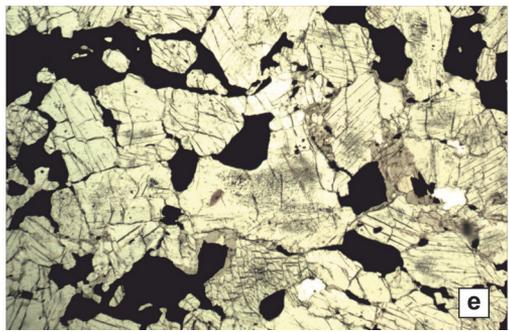
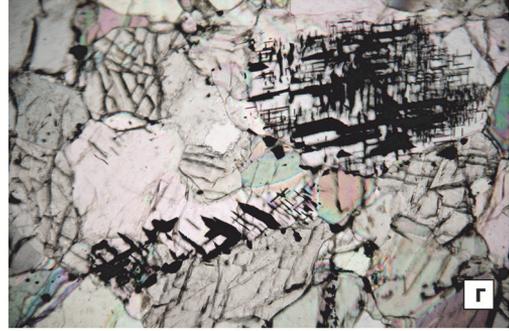
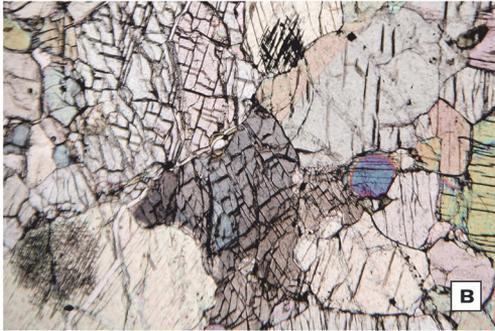
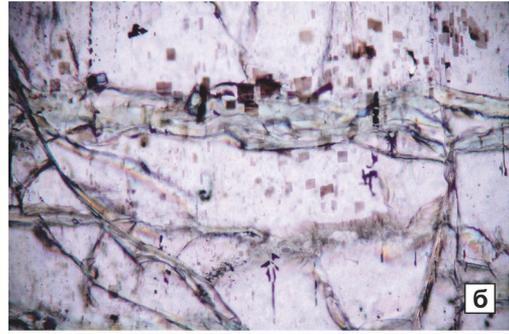
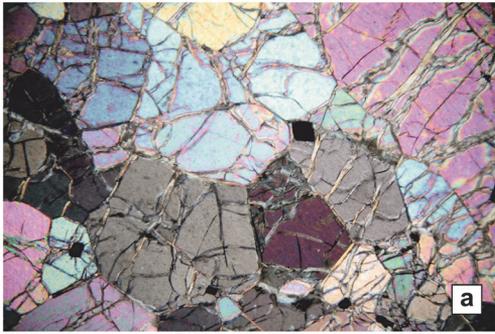


Рис. 2. Прозрачные шлифы пород исследованных проб (фото в различной мере скрещенных николях): а, б — дунит (проба 18/14) (а — порфировая панидиоморфная средне- и крупнозернистая структура, в межзерновом пространстве оливина акцессорный хромшпинелид (черные октаэдры), ширина изображения отвечает 1.5 см; б — магниальный хромшпинелид (светло-коричневые кристаллы прямоугольной формы) и единственный Cr-содержащий магнетит (черные скелетные кристаллы, образующие микронные включения в оливине с прожилками серпентина), ширина изображения отвечает 0.25 мм); в, г — магнетитовый пироксенит (проба 25/14), структура пироксена с пойкилитовыми включениями (г) магнетита (черные) панидиоморфная средне- и мелкозернистая (в — ширина изображения отвечает 1.2 см; г — ширина 0.5 см); д — биотит (коричневый), содержащий косьвит внешнего кольца (проба 28/14), структура сидеронитовая средне- и мелкозернистая, магнетит (черный), ширина изображения отвечает 1.0 см; е — косьвит дайкового комплекса (проба 25/11), структура сидеронитовая средне- и мелкозернистая, магнетит (черный), ширина изображения отвечает 1.0 см

и клинопироксена. Такие черные дуниты образуют линзовидные и неправильные по форме тела размерами от единиц до сотен квадратных метров во вмещающих светлых дунитах. Их образование происходило в результате перекристаллизации ранних кумулятивных дунитов на границе с поздними, как правило мелкозернистыми, дунитами. Светлые дуниты — это мелко-, средне- и крупнозернистые породы, которые составляют значительную часть центральной зоны ядра. Как правило, они характеризуются кумулятивными протогранулярными порфиroidными или полигональными структурами, реже — мозаично деформированными и порфирокластическими структурами. В светлых дунитах встречаются включения индивидов и агрегатов черного оливина, а также линзовидные блоки пегматоидных черных дунитов. В светлых дунитах обычны скопления хромшпинелидов (1–5%), а также диопсида (1–5%). Встречаются шлиры и небольшие «слепые» жилы клинопироксенитов.

Тела хромититов в светлых дунитах распространены незначительно. Они представлены сегрегационно-шлировыми образованиями (от единиц до десятков сантиметров), а иногда жилами неправильно-линзовидной формы, длина которых достигает 10 м. Весьма показательны брекчиевидные текстуры жильных хромититов, когда массивный хромитит цементирует ранний дунит с ранними вкраплениями хромшпинелида, а нередко и со шлирами хромшпинелидов. Встречаются метакристаллы хромшпинелидов октаэдрического габитуса, которые образуют участки с густой вкрапленностью. Краевые мелкозернистые дуниты с идиоморфнозернистой и полигональной структурами содержат 1–5% акцессорного Cr-содержащего магнетита и интерстициальный клинопироксен, а также небольшие шлировые скопления этих минералов. По времени образования эти дуниты наиболее поздние и находятся у внешней зоны, где контактируют с верлитами, оливинными пироксенитами и косьвитами.

Поздняя фаза ультраосновного интрузивного комплекса представлена оливинными и у внешней зоны магнетитовыми (см. рис. 2, в, г) клинопироксенитами. Они образуют вокруг дунитового ядра кольцевое тело мощностью 50–750 м. Пироксениты состоят из клинопироксена (преимущественно диопсид) (до 99%) и акцессорных оливина, хромшпинелидов, титаномагнетита и ильменита (около 1%). Вдоль границы мелкозернистых дунитов с клинопироксенитами распространены верлиты и оливин-диопсидовые метасоматиты. Редко наблюдаются жилоподобные тела мелкозернистых дунитов в пироксенитах.

Пироксениты сменяют породы монцонитоидной серии, сначала косьвиты, местами плагиоклазовые пироксениты и далее габбро. Эти породы образуют отдельные дугообразные тела (см. рис. 1). В косьвитах, состоящих в основном из клинопироксена (авгита) и титаномагнетита, наблюдается постепенное увеличение содержания флогопита или биотита (см. рис. 2, д), плагиоклаза (преимущественно альбита). Через плагиоклазсодержащие косьвиты и меланократовые габбро происходит переход к субщелочным габбро.

Вдоль кольцевых разломов магматическое обрамление массива Кондёр представлено неправильно-изометричными и дугообразными отдельными телами (см. рис. 1) и многочисленными дайками субщелочных кварцевых диоритов, кварцевых монцодиоритов, субщелочных диоритов и гранитов. Также в краевых участках массива Кондёр повсеместно распространены дайки щелочных сиенитов и их пег-

матиты. В пространственной связи с массивом, в пределах ближайшего окружения пород протерозойского возраста, распространены силлы и дайки вулканитов: шонкинит-пикритов, субщелочных диоритовых порфиритов, трахиандезитов, эксплозивные брекчии и туфы риолитового состава.

Дайковые и жильные породы в пределах массива Кондёр представлены клинопироксенитами, косьвитами, горнблендитами, лейкократовыми габбро и щелочными нефелинсодержащими породами. Косьвиты (см. рис. 2, е) образуют разноориентированные дайки в ультрамафитах. Контакты косьвитов с дунитами и клинопироксенитами являются интрузивными, резкими, иногда на контакте находится зона метасоматитов. Дайки косьвитов имеют протяженность до нескольких десятков метров и мощность от 0.01 до 3 м. Образования щелочной серии представлены дайками щелочных и нефелиновых сиенитов и их пегматитов, а также щелочных гранитов. Щелочные сиениты и их пегматиты — породы с крупными кристаллами полевых шпатов, в основном альбита и ортоклаза или санидина. Они подразделяются на две группы: 1) эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, апатит-арфведсонитовые и лампрофилитовые пегматиты; 2) андрадитовые (меланитовые) сиениты и их пегматиты. Среди нефелиновых сиенитов выделяются миаскитовые и агапитовые. Реже встречаются дайки бесполовошпатовых нефелиновых уртитов. Большая часть жил щелочных и нефелиновых сиенитов и их пегматитов подверглась гидротермальному преобразованию в канкринитовые, вишневитовые или цеолитовые, главным образом натролитовые и анальцимовые, метасоматические породы.

Становление монцонитовых и щелочных интрузивных образований сопровождалось мощным метасоматическим и контактовым воздействием на вмещающие породы (см. рис. 1). Широкое распространение в дунитах массива Кондёр получили щелочные метасоматиты апатит-, титаномагнетит-, биотит-, амфибол-клинопироксенового состава. Они встречаются в виде экзоконтактовых тел и многочисленных пневматолит-гидротермальных жил мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров и протяженностью до сотен метров. Таким метасоматозом преобразован значительный объем дунитов в западном и центральном секторах массива Кондёр. Здесь метасоматиты образуют сложноустроенный штокверк размерами 2 × 3 км вокруг залегающего на глубине крупного интрузивного образования косьвитов и жильных щелочных сиенитов (см. рис. 1). Оливин-диопсидовые метасоматиты формируют почти непрерывное кольцо шириной от 10–40 см до 200 м в зоне контакта мелкозернистых дунитов с клинопироксенитами. В состав этих метасоматитов входят хромсодержащий диопсид, оливин и титаномагнетит.

Вокруг даек щелочных и нефелиновых сиенитов в дунитах развиты различные метасоматиты (диопсидовые, рихтеритовые, актинолитовые) и серпентиниты.

Установлено, что кристаллизация магматических пород массива Кондёр происходила на участках Алданского щита пикритового, монцонитового, щелочного и гранитоидного расплавов, залегавших на малой глубине (Косыгин и Приходько, 1994; Некрасов и др., 1994; Орлова, 1991; Симонов и др., 2011). Об этом же свидетельствуют исследования минералов платиновой группы из ультраосновных пород массива и их метасоматитов (Мочалов, 2019; Мочалов и Галанкина, 2018, с. 459–499).

3. Отбор образцов и методика исследования

Для изучения вещественного состава и Rb-Sr, Sm-Nd изотопных характеристик пород массива Кондёр были отобраны 13 валовых образцов: породы ядра — дуниты (полигональные крупнозернистые до пегматоидных, обр. 30; порфиорокластические средне- и крупнозернистые, обр. 18; средне- и мелкозернистые с полигональной или гипидиоморфной, кумулятивной структурами, обр. 21); породы внешнего кольца — верлиты, пироксениты, биотитовые косьвиты, плагиоклазовые пироксениты и габбро; породы дайкового комплекса дунитового ядра — косьвиты, нефелиновый сиениты и их пегматиты. Ранее были изучены Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики в клинопироксенах (22/14, 23/14, 25/14, 26/14, 31/14) из трех образцов дунитов (18/14, 21/14, 30/14) и пяти образцов пироксенитов, как основных концентраторов редких несовместимых элементов в ультраосновных породах (Саватенков и Мочалов, 2018). Данные приводятся в настоящей работе. Отбор пород образцов для анализов производился в отдалении от видимых зон метасоматических изменений. Общая схема расположения мест взятия образцов показана на рис. 1.

Масса пород для анализа составляла в среднем 2 кг, из которых после удаления корок выветривания и дробления отквартывалась представительная проба. Из образцов минералов и пород изготавливались прозрачные и полированные шлифы. После изучения шлифов под микроскопом (см. рис. 2) для изотопно-геохимических исследований были выбраны пробы пород только с магматическими структурами.

Рентгенофлуоресцентный анализ химического состава пород был выполнен в Лаборатории анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений Российской академии наук (ИГЕМ РАН) в Москве, на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны, модель PW 2400 по стандартной методике.

Содержание редких (Li, Rb, Sr, Cs, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Pb, Th, U, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu) и редкоземельных (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) элементов (РЗЭ) определено методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на масс-спектрометре ELEMENT-2 в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН. Нижние пределы обнаружения для редкоземельных элементов составляют 0.01–0.005 мкг/г, погрешность определения концентрации редких элементов составляет 3 % (2 σ).

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные анализы проводились в ИГГДРАН. Содержание Rb, Sr, Sm и Nd определялось методом изотопного разбавления с использованием смешанных трассеров. Для этого в предварительно растертые навески проб добавляли взвешенное количество растворов смешанных трассеров ^{150}Nd - ^{149}Sm и ^{84}Sr - ^{85}Rb . После добавления трассеров пробы подвергались химическому разложению в плотно закрытых тefлоновых бюксах в смеси концентрированных кислот HF , HNO_3 и HClO_4 при 110°C в течение 48 ч. После разложения и выпаривания пробы центрифугировались, оставшиеся фториды удалялись в царской водке на горячей плитке. Последующее выделение элементов проводилось методом ионообменной хроматографии на стандартных катионообменных колонках: выделение Rb, Sr и РЗЭ на смолах BioRad с последующей доочисткой стронция на этих же колонках, выделение Sm, Nd выполнялось на смолах LN-Spec фирмы Eichrom.

Далее производилось определение изотопного состава Nd и Sr на девятиколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm, 0.5 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): (Sr) = 336.7 мкг/г, (Rb) = 47.46 мкг/г, (Sm) = 6.47 мкг/г, (Nd) = 28.13 мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 22$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов JNdi-1 и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2 σ , 10 измерений), а величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 составила 0.512096 ± 8 (2 σ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$, а состав Nd — по величине $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$.

4. Химическая характеристика пород

4.1. Петрогенные элементы

Результаты изучения химического состава пород массива Кондёр приведены в табл. 1 (прил. 2.1–2.2³) и на рис. 3–4.

Дуниты содержат SiO_2 от 36.93 до 37.90 масс. % (рис. 3). Кроме того, они характеризуются высокой магнезиальностью при минимальной щелочности, глиноземистости, титанистости. Среди пород ядра дуниты наиболее обогащены железом и марганцем. При этом в дунитах наблюдается обратная корреляция между магнезиальным номером дунитов, с одной стороны, и содержанием MnO и Fe_2O_3 — с другой (рис. 3). При переходе от дунитов к породам внешнего кольца — верлитам, пироксенитам и далее к габброидам — фиксируется тенденция к уменьшению магнезиальности при увеличении концентраций SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O . В пределах пироксенитов отмечается тенденция к уменьшению содержаний SiO_2 , CaO и увеличению содержаний TiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и MnO. Габбро отчасти находятся в продолжении эволюционных трендов пироксенитов, отчасти демонстрируют отклонение от этих трендов. По своему химизму образец габбро 27/11 попадает в поле монцогаббродиоритов. Среди всех пород первой фазы внедрения этот образец отличается высокой щелочностью и кремнеземистостью, имеет наиболее высокие содержания алюминия, титана.

Среди пироксенитов по своему химическому составу заметно выделяется образец плагиоклазового пироксенита 58/11, который характеризуется наиболее высоким относительно остальных пироксенитов содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей и наиболее низким содержанием TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и CaO. На вариационных диаграммах петрогенных элементов образец плагиоклазового пироксенита заметно отклоняется от тренда, образуемого другими пироксенитами.

В пределах дайкового комплекса дунитового ядра массива Кондёр на основании структурных особенностей и минералогического состава некоторыми авто-

³ Приложение 2.1–2.2 можно найти по следующему электронному адресу: URL: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/13828/9913>

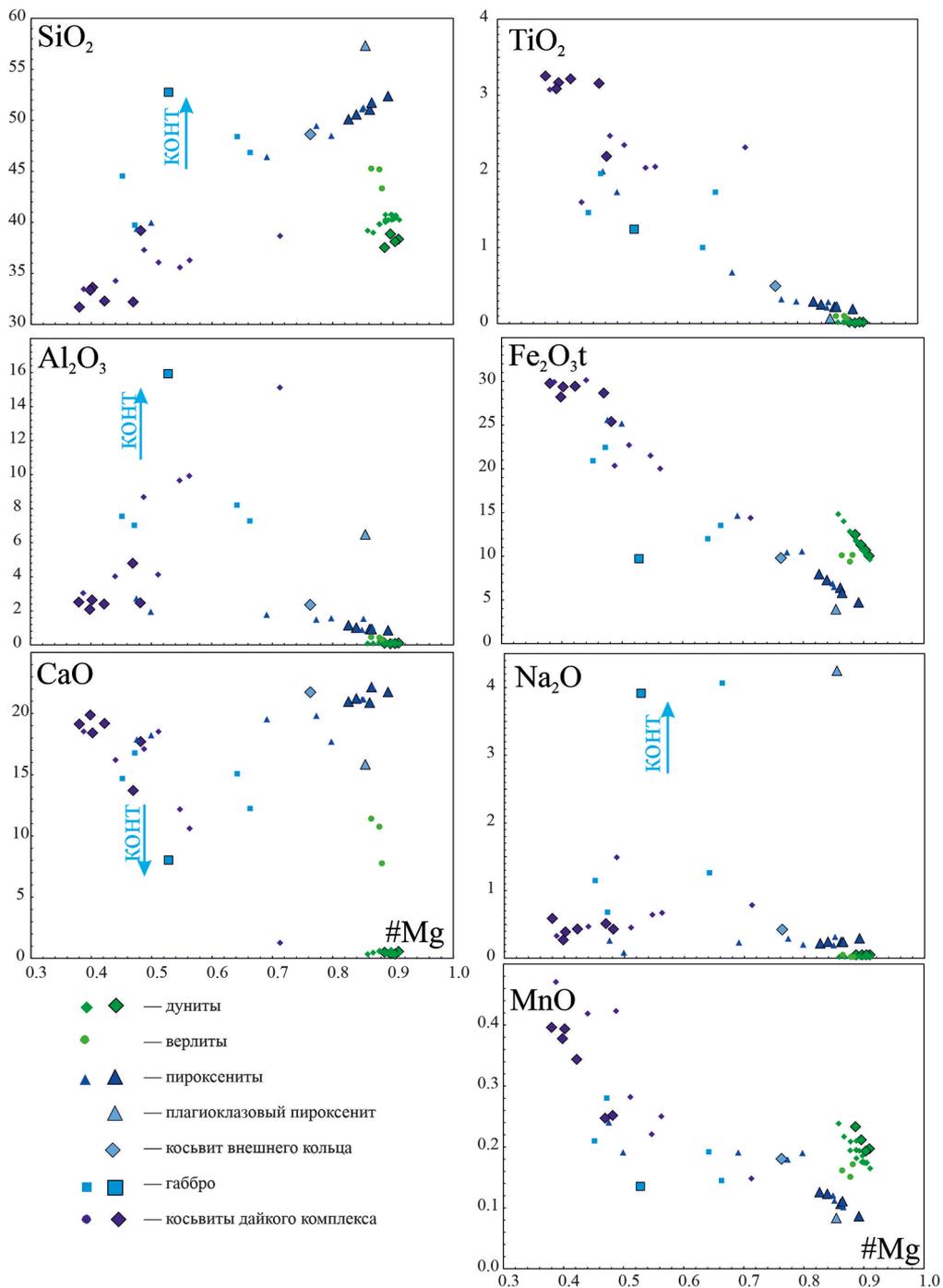


Рис. 3. Диаграммы вариации породообразующих элементов (мас.%) относительно величины магнезиального номера Mg в породах Кондёрского массива (крупными значками обозначены данные, полученные авторами статьи, мелкими — данные из работы (Burg et al., 2009); голубая стрелка указывает сдвиг, обусловленный коровой контаминацией)

рами выделяются две группы пород со сходными химическими особенностями: косъвиты и апатит-флогопитовые пироксениты (Burg et al., 2009; Ефимов и др., 2012). Большую часть пироксенитов со значительными содержаниями апатита, флогопита, биотита, афиболов Е. П. Емельяненко, Б. Л. Залищак и другие, в том числе и авторы данной статьи, считают контактовыми метасоматитами по дунитам. На основании сходного химического состава апатит-флогопитовые пироксениты из работ (Burg et al., 2009; Ефимов и др., 2012) в настоящей статье объединены на рассматриваемых графиках в общую группу — косъвиты с магматическими структурами.

Косъвиты дайкового комплекса дунитового ядра, отобранные для исследований, характеризуются низким содержанием SiO_2 , высоким содержанием титана, железа и марганца, а также повышенным относительно пород базитовой серии содержанием щелочей. Содержание Al_2O_3 и CaO в косъвитах массива Кондёр варьирует в широких диапазонах (см. рис. 3). Для косъвитов отмечается прямая корреляция между магнезиальным номером и содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и обратная корреляция для TiO_2 , Fe_2O_3 и MnO (см. рис. 3).

Вместе с тем в пределах пород внешнего кольца также выделяются тела косъвитов. Одно из них представлено образцом биотитового косъвита 28/14. На диаграммах вариации химических элементов (см. рис. 3) этот образец по своему составу демонстрирует близкое сходство с пироксенитами, с некоторым смещением в область составов габбро.

4.2. Редкие элементы

Дуниты и верлиты характеризуются наиболее низким среди пород комплекса содержанием литофильных элементов и демонстрируют достаточно высокое содержание совместимых элементов (Cr, Ni) (рис. 4). Содержание хрома в дунитах варьирует в значительных диапазонах (1850–4940 мкг/г), что связано с относительно неравномерным распределением хромшпинелидов в породе. Спектр нормированных концентраций РЗЭ в дунитах имеет U-образную форму с минимумом в области средних РЗЭ (рис. 5).

В сравнении с дунитами и верлитами клинопироксениты характеризуются более низким содержанием Cr и Ni, демонстрируя тенденцию к уменьшению этих элементов со снижением магнезиальности (рис. 4). Содержание несовместимых редких элементов в пироксенитах незначительно превышает таковые в дунитах и верлитах. При этом отмечается тенденция к увеличению несовместимых элементов с уменьшением магнезиальности пироксенитов (рис. 4). Спектр нормированных концентраций РЗЭ в пироксенитах, как и в верлитах, по своей форме является комплементарным спектру дунитов с максимумом в области средних РЗЭ (рис. 5). При этом форма спектра по мере изменения состава пироксенитов существенно не меняется. Увеличивается общее содержание РЗЭ.

Образец плагиоклазового пироксенита 58/11 на вариационных диаграммах (рис. 4), а также на спектре нормированных значений РЗЭ (рис. 5) демонстрирует заметное обогащение редкими несовместимыми элементами относительно остальных пироксенитов. Кроме того, на графике нормированных значений РЗЭ образец плагиоклазового пироксенита демонстрирует обогащение легкими РЗЭ относи-

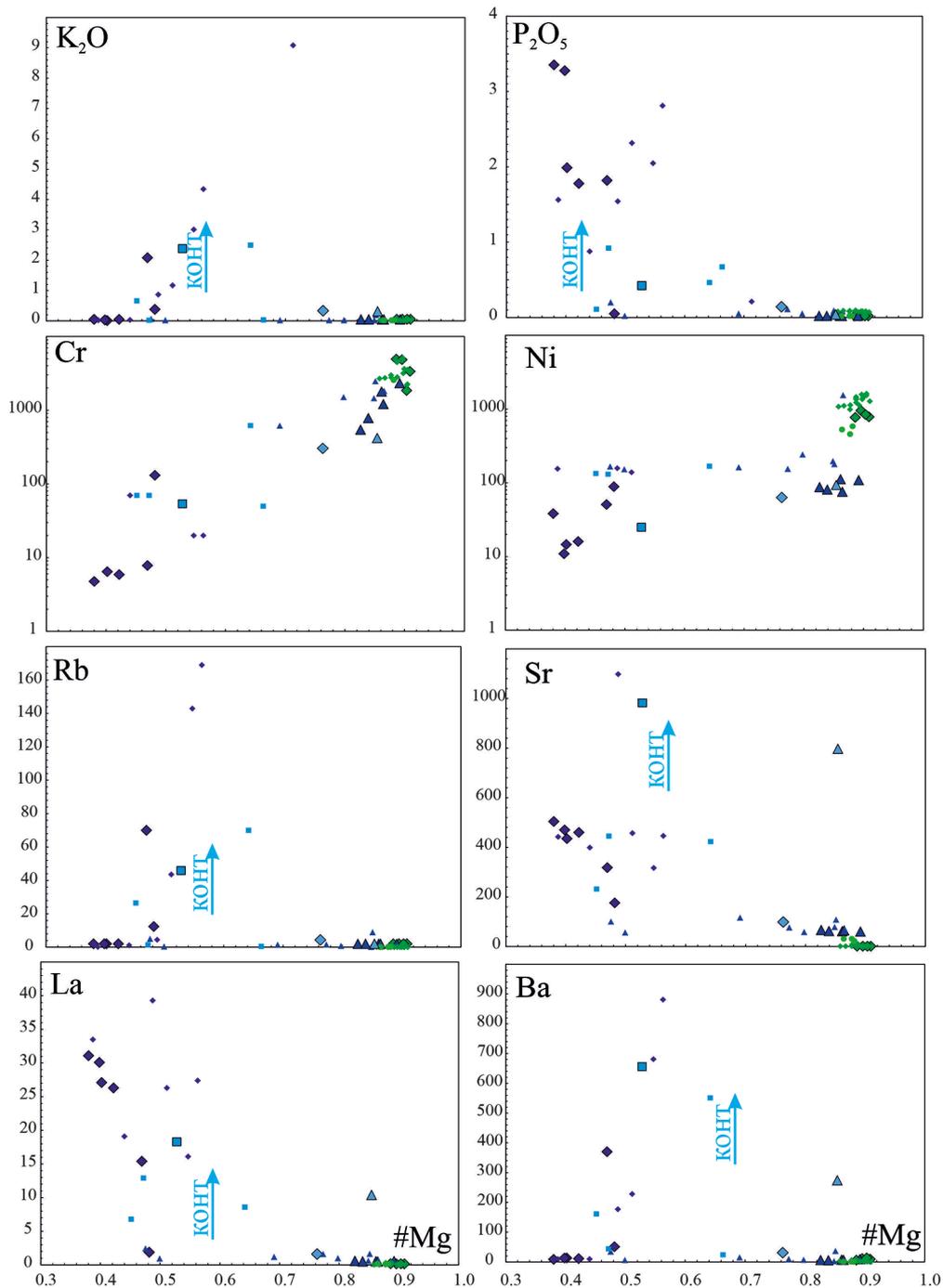


Рис. 4. Диаграммы вариации редких элементов (K_2O , P_2O_5 в мас. %, остальные в мкг/г) относительно величины магниального номера Mg в породах Кондёрского массива (приняты те же обозначения, что и на рис. 3)

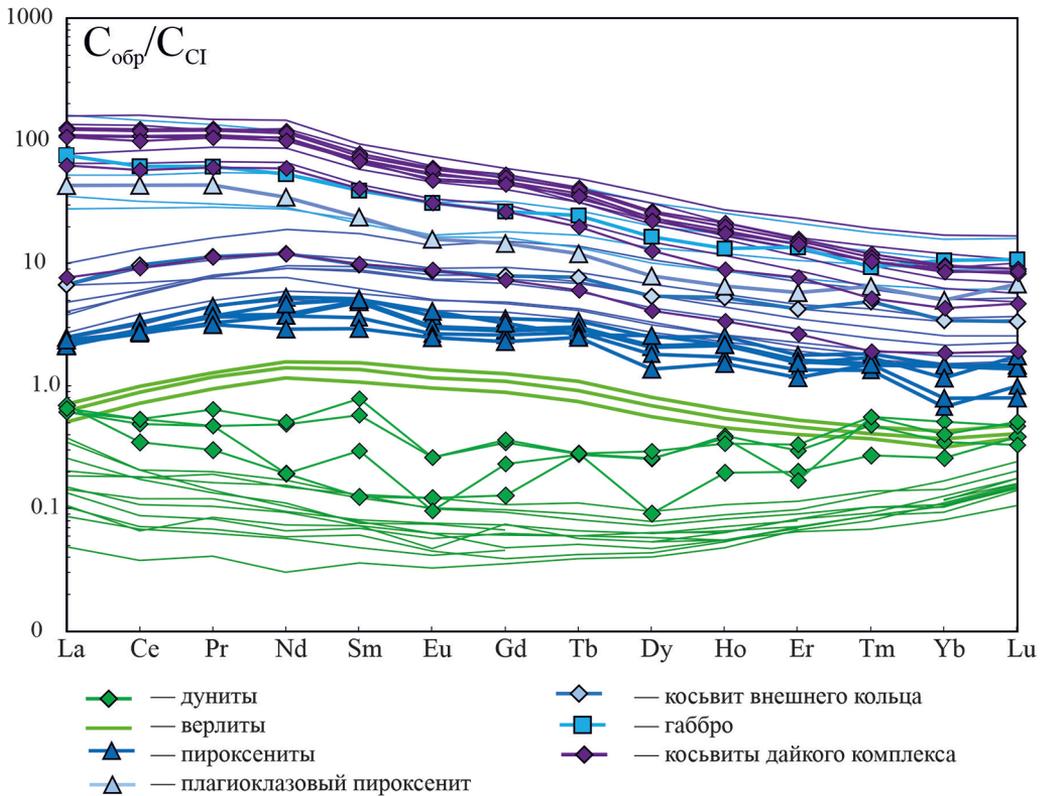


Рис. 5. График распределения РЗЭ, нормированных к составу углистого хондрита (McDonough and Sun, 1995) в породах Кондёрского массива (линиями без значков обозначены данные из работы (Burg et al., 2009))

тельно тяжелых, тогда как остальные пироксениты характеризуются относительным обогащением средних РЗЭ.

Габбро характеризуются наиболее низким содержанием хрома и наиболее высоким содержанием несовместимых литофильных элементов среди пород внешнего кольца (рис. 5). Содержание Ni в пироксенитах и габбро приблизительно одинаково. При этом очевидной закономерности в изменении содержания литофильных элементов с изменением химизма габброидов не отмечается. Спектры РЗЭ в габбро характеризуются обогащением легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых РЗЭ (см. рис. 5).

Косьвиты дайкового комплекса дунитового ядра характеризуются наиболее низким относительно пород ядра и внешнего кольца содержанием Ni и Cr, что демонстрирует положительную корреляцию с магнезиальным номером (см. рис. 4). Содержание литофильных несовместимых элементов в косьвитах заметно превышает таковое в пироксенитах, показывая широкий диапазон вариаций. При этом в косьвитах отмечается положительная корреляция между магнезиальным номером и содержанием K_2O , Rb и Ba. Спектр РЗЭ в косьвитах дайкового комплекса по форме сходен со спектром РЗЭ габброидов и характеризуется относительным обогащением легкими РЗЭ (рис. 5).

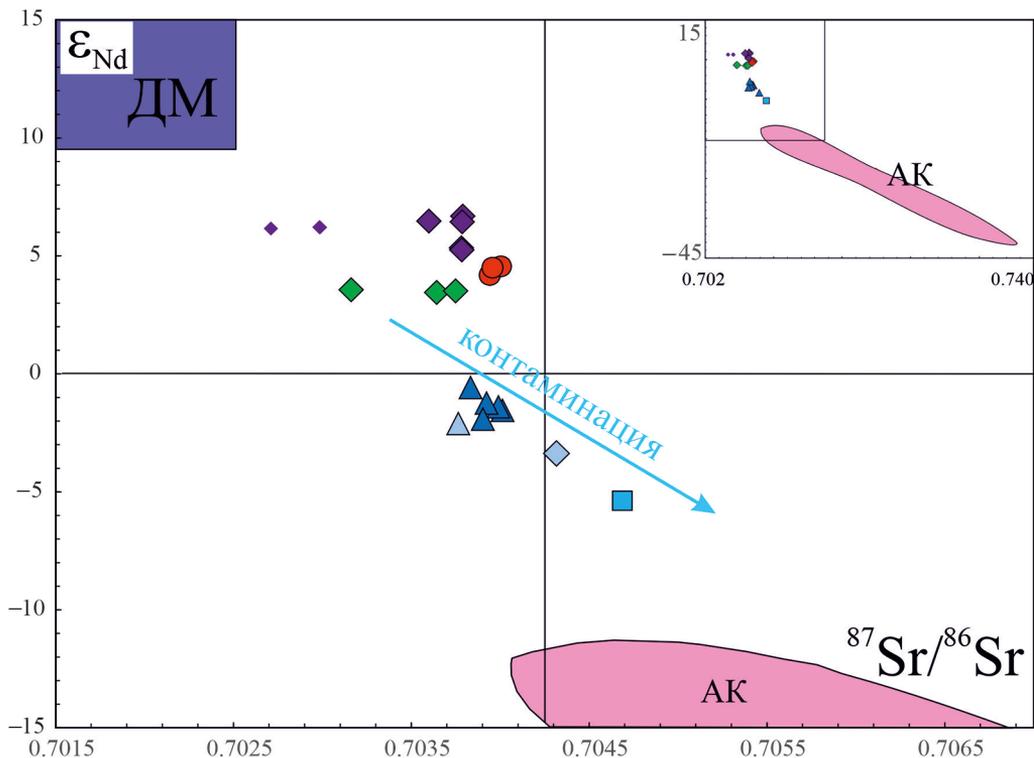


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ для пород Кондёрского массива: ДМ — поле составов деплетированной мантии; АК — поле составов архейской континентальной коры Алданского щита на основе данных (Neimark et al., 1993) (красными круглыми знаками обозначены щелочные породы, остальные обозначения те же, что и на рис. 3; данные для дунитов и клинопироксенитов взяты из: (Саватенков и Мочалов, 2018))

Образец биотитового косьвита 28/14 из внешнего кольца, как и в случае петрогенных элементов, по своему редкоэлементному составу проявляет сходство с пироксенитами, располагаясь в окончании вариационного тренда пироксенитов. На графике нормированных значений РЗЭ видно, что образец биотитового косьвита имеет сходную с пироксенитами форму спектра РЗЭ, но при этом отличается более высоким содержанием РЗЭ относительно последних.

4.3. Sr-Nd изотопные характеристики

Результаты изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных характеристик пород массива Кондёр приведены в табл. 2 (см. приложение 2.1–2.2) и на рис. 6.

Первичные изотопные характеристики Sr и Nd в дунитах массива Кондёр заметно отличаются от параметров деплетированной мантии более радиогенным составом Sr и менее радиогенным составом Nd, характеризуюсь при этом однородным составом Nd и относительно небольшой дисперсией первичных изотопных характеристик Sr (рис. 6). Последнее могло быть связано с вторичными процессами.

По изотопным характеристикам Sr и Nd в породах комплекса дунит-клинопироксенит-габбро наблюдается последовательное смещение в сторону увеличения

корового компонента от дунитов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7032-0.7038$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +5.3-+5.8$) к габбро ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7047$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -6.4$) (рис. 6).

Изотопные характеристики Sr и Nd в косьвитах, а также щелочных породах дайкового комплекса дунитового ядра демонстрируют большую долю мантийного компонента, чем вмещающие их дуниты и породы внешнего «кольца» — пироксениты и габбро (рис. 6).

Изотопные характеристики Sr и Nd в образце биотитового косьвита 28/14 из внешнего кольца, в отличие от косьвитов дунитового ядра, демонстрируют наибольшее смещение в область коровых составов по сравнению с пироксенитами.

5. Обсуждение результатов исследований

На диаграммах вариаций петрогенных элементов относительно магнезиального номера (Mg) верлиты и пироксениты демонстрируют последовательное обогащение всеми петрогенными элементами, исключая MnO, относительно дунитов. При этом величина Mg во всех трех указанных группах пород является в среднем одинаковой, демонстрируя вариации различной степени в пределах каждой группы. Это обстоятельство указывает на то, что дуниты, верлиты и пироксениты не являются продуктами последовательной дифференциации исходного пикритового расплава. В этом случае величина Mg в указанных породах должна последовательно снижаться. Следовательно, дуниты, верлиты и пироксениты являются кумулятивными фазами, образовавшимися при фракционировании оливина и клинопироксена из одного и того же пикритового расплава при различных условиях. Процессы независимого фракционирования, наблюдаемые в пределах каждой из трех рассматриваемых групп и начинающиеся от одной и той же величины Mg (0.90), отражены в прямой корреляции SiO_2 и прямой корреляции Fe_2O_3 относительно Mg.

Как было показано ранее в работе (Саватенков и Мочалов, 2018), особенности химического состава клинопироксенов из дунитов и пироксенитов массива Кондёр отвечают единому магматическому тренду, что также указывает на образование этих пород из одного расплава в ходе его кумулятивной эволюции.

Комплементарный характер спектров распределения РЗЭ в дунитах и пироксенитах не может указывать на их генетическую связь, а в большей степени отражает минералогический состав этих пород. Выгнутая кверху форма спектра РЗЭ в пироксенитах и верлитах отражает форму спектра, типичную для клинопироксена (Bedard, 2014), являющегося основным минералом этих пород. Форма спектра РЗЭ в дунитах, выгнутая книзу, не может рассматриваться как признак прямой генетической связи с пироксенитами, поскольку в этом случае нужно предполагать более раннюю кристаллизацию пироксена из пикритового состава относительно оливина, что противоречит наблюдаемой последовательности кристаллизации этих минералов в массиве Кондёр. Таким образом, форма спектра РЗЭ в дунитах является отражением особенностей относительной распространенности РЗЭ в исходном пикритовом расплаве.

Результаты изотопных анализов указывают на однородность первичных изотопных характеристик Nd в масштабах опробования, составляющего несколько сотен метров. При этом первичные характеристики Sr в дунитах проявляют слабые вариации, что может быть обусловлено вторичными изменениями этих по-

род. Достаточно низкие значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и высокие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ (0.7032–0.7038) в дунитах относительно верхней деплетированной мантии могут быть обусловлены либо происхождением породы из обогащенного мантийного источника, либо контаминацией расплава вмещающими породами. Изотопные характеристики Sr и Nd (0.7038–0.7043 и -0.6 – -3.4 соответственно) в клинопироксенитах демонстрируют дальнейшее смещение в сторону коровых параметров. И наконец, наибольшую долю корового компонента фиксируют изотопные характеристики Sr и Nd в образце габбро 27/11 ($^{87}Sr/^{86}Sr(t)=0.7047$ и $\epsilon_{Nd}(t)=-5.4$ соответственно). Таким образом, наблюдаемые вариации изотопных характеристик Sr и Nd в дунитах, пироксенитах и габбро массива Кондёр являются результатом процесса контаминации коровым веществом пикритового расплава на фоне его эволюции путем фракционной кристаллизации. Наиболее ярким свидетельством процесса ассимиляции фракционной кристаллизации является линейная зависимость между отношением CaO/Al_2O_3 в клинопироксенитах и их изотопными характеристиками Sr и Nd (рис. 7). С уменьшением значения отношения CaO/Al_2O_3 изотопные характеристики Sr и Nd стремятся к коровым значениям. Выше было показано, что клинопироксениты массива Кондёр представляют собой кумулятивную фазу, а значит, уменьшение значения CaO/Al_2O_3 в клинопироксенитах отражает рост степени дифференцированности равновесного с ними остаточного расплава, который сопровождался ассимиляцией вещества континентальной коры. Согласно геологическим данным, вмещающие массив Кондёр породы представлены метаморфитами раннего архея и терригенными образованиями среднего рифея преимущественно кислого состава. Такое различие в возрасте корового вещества предполагает существенное различие в изотопных параметрах Sr и Nd в коровом контаминанте родоначальных расплавов для пород массива Кондёр. Соответственно, сделать точную количественную оценку степени контаминации коровым веществом на основе изотопных параметров пород массива Кондёр не представляется возможным в силу предполагаемых значимых вариаций изотопных характеристик Sr и Nd во вмещающих породах, которые рассматриваются как наиболее вероятный контаминант.

Полученные результаты противоречат диапировой модели (Авдонцев и Малич, 1989; Burg et al., 2009), согласно которой дунитовое ядро является результатом внедрения мантийного диапира в континентальную литосферу. В этом случае изотопные характеристики Sr и Nd дунитов, верлитов и пироксенитов не отличались бы и имели значения более близкие к мантийным.

Петрохимические характеристики габбро указывают на то, что они могли образоваться из пикритового расплава, являющегося продуктом дифференциации за счет кристаллизации оливина и клинопироксена. Точки составов группы габбро на петрохимических вариационных диаграммах находятся в продолжении тренда пироксенитов практически по всем петрогенным элементам и редким элементам (см. рис. 3). Наблюдаемые отклонения составов габбро от тренда кристаллизационной дифференциации могут быть следствием коровой контаминации, которая фиксируется в изотопных характеристиках образца габбро 27/11. Следует отметить, что этот образец демонстрирует наибольшее отклонение от тренда кристаллизационной дифференциации.

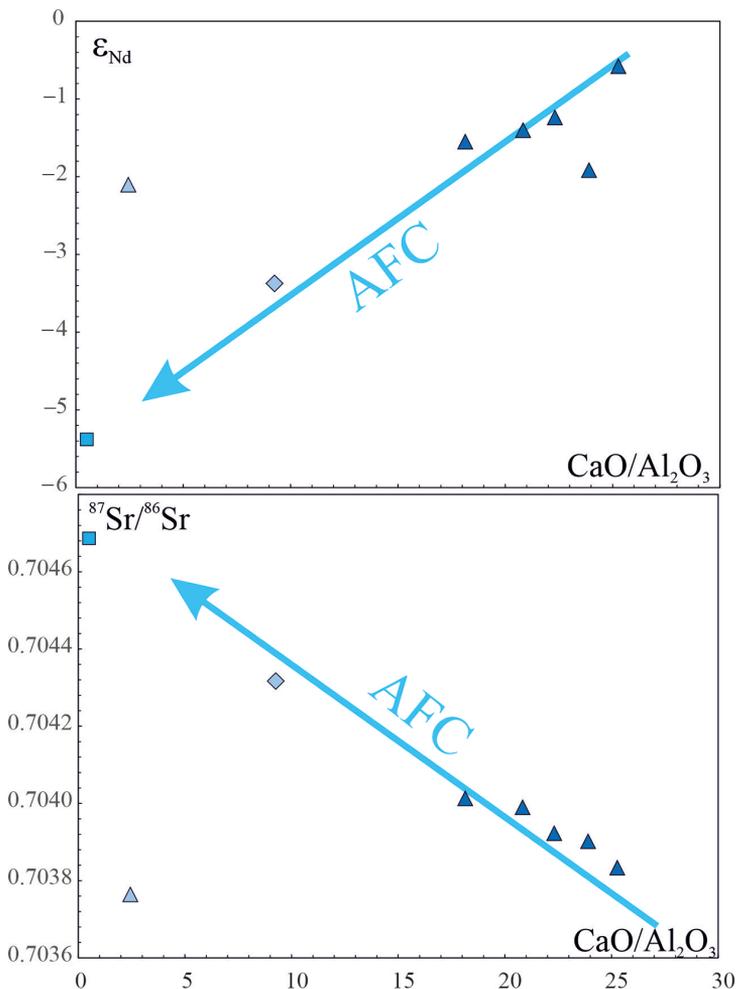


Рис. 7. Вариации изотопных характеристик Nd и Sr относительно отношения CaO/Al₂O₃ в пироксенитах и габбро массива Кондёр. AFC — тренд эволюции расплава, обусловленный ассимиляцией корового вещества и фракционной кристаллизацией (обозначения те же, что и на рис. 3)

Образец плагиоклазового пироксенита демонстрирует заметное отличие своего вещественного состава от состава ассоциирующих с ним клинопироксенитов за счет появления в кумулятивной ассоциации, наряду с клинопироксеном и оливином, плагиоклаза. В данном случае с присутствием плагиоклаза ассоциирует повышенное содержание Al₂O₃, Na₂O, Sr и Ba. С одной стороны, отличия в химическом составе плагиоклазового пироксенита от клинопироксенитов можно объяснить, как и в случае с габбро, эффектом ассимиляции корового вещества. С другой стороны, изотопные характеристики Sr и Nd в плагиоклазовом пироксените, в отличие от габбро, попадают в интервал вариаций для клинопироксенитов. Таким образом, отмеченные особенности в вещественном составе плагиоклазового пироксенита

обусловлены изменением условий эволюции расплава, при которых становится стабильным плагиоклаз, как кумулятивная фаза.

Косьвиты дайкового комплекса дунитового ядра так же, как и габбро, проявляют большую степень дифференцированности своего состава относительно состава дунитов, верлитов и пироксенитов. По петрографическим признакам в косьвитах наблюдаются структуры распада твердого раствора (ламели магнетита в пироксене), что указывает на магматический генезис данного типа пород. На диаграмме в координатах Mg–SiO₂ эти породы проявляют большую степень комплементарности тренду дунитов, тогда как габбро — тренду пироксенитов (см. рис. 3). Кроме того, косьвиты демонстрируют более существенное обеднение Ni по сравнению с габбро (см. рис. 4). Это можно объяснить тем, что оливин является более значимым концентратом Ni, чем клинопироксен ($K_d(\text{Ni})_{\text{olv-melt}} = 4.3\text{--}48$, $K_d(\text{Ni})_{\text{Cpx-melt}} = 0.5\text{--}4.4$, GERM reference data base⁴), и, таким образом, косьвиты должны образоваться из расплава, равновесного с кристаллизующимся оливином, тогда как габбро формировались из расплава, который был в равновесии с кристаллизующимся пироксеном. Наконец, более низкая величина Mg в косьвитах по сравнению с габбро также свидетельствует в пользу того, что исходный для косьвитов расплав находился преимущественно в равновесии с оливином. Прямая корреляция между величиной Mg и содержанием Al₂O₃, K₂O, Rb и Ba, проявленная в косьвитах, является следствием кристаллизации флогопита, являющегося основным концентратом указанных элементов из исходного для косьвитов расплава и входящего в минеральную ассоциацию косьвитов. Наблюдаемые вариации петрогенных элементов в косьвитах указывают на то, что исходный для косьвитов расплав был более обогащен Al₂O₃, Na₂O, K₂O и P₂O₅, а также рядом редких несовместимых элементов (Rb, Ba) и беден SiO₂, CaO и Sr по сравнению с расплавом, являющимся исходным для габбро. Повышенное содержание флюидомобильных компонентов (K₂O, P₂O₅, Rb, Ba) в исходных для косьвитов расплавах, а также присутствие в парагенезисе косьвитов амфибол и слюды указывают на формирование этих пород из насыщенного водой расплава.

Более мантийные характеристики Nd и Sr в косьвитах дайкового комплекса дунитового ядра по сравнению с клинопироксенитами и габбро (см. рис. 6) указывают на формирование исходного для косьвитов расплава без привноса корового вещества.

Изотопные характеристики Sr и Nd в щелочных породах (эгириновый сиенит, роговообманковый щелочной пегматит, эгириновый щелочной пегматит) демонстрируют сходство с изотопными характеристиками косьвитов дайкового комплекса (см. рис. 6), что может свидетельствовать об общем источнике пород дайкового комплекса дунитового ядра. Отличие изотопных характеристик Sr и Nd в косьвитах и в щелочных породах массива Кондёр от характеристик деплетированной мантии связано либо с происхождением этих пород из обогащенного источника, либо с процессами контаминации коровым веществом.

Вместе с тем особенности химического состава и изотопные характеристики Sr и Nd в биотитовых косьвитах из внешнего кольца массива Кондёр указывают на то, что эти породы являются продуктом дифференциации пикритового расплава на ста-

⁴ *Geochemical Earth Reference Model (GERM)*. URL: <https://earthref.org/GERM/> (дата обращения: 15.05.2022).

дии, последующей формированию пироксенитов. Сдвиг изотопных характеристик Sr и Nd в биотитовом косьвите в область коровых параметров относительно пироксенитов свидетельствует о том, что косьвиты внешнего кольца были также вовлечены в процессы контаминации и формировались не на глубине, как косьвиты дайкового комплекса дунитового ядра, а в области формирования дунитов и пироксенитов.

На основе вышеизложенных фактов предложена модель формирования щелочно-ультраосновного комплекса массива Кондёр. Согласно этой модели, в верхней камере сперва многостадийно сформировалось дунитовое ядро в ходе аккумуляции оливина из водосодержащего пикритового расплава. Затем из оставшегося расплава вместе с оливином происходила аккумуляция пироксена с формированием верлитов и клинопироксенитов. Эволюция расплава, сопровождавшаяся контаминацией вмещающими породами, завершалась образованием плагиоклазовых пироксенитов, биотитовых косьвитов и в конечном итоге габбро.

Различие в изотопных характеристиках между ультрабазитами и породами дайкового комплекса дунитового ядра — косьвитами и щелочными породами — предполагает наличие по крайней мере двух источников расплавов, участвовавших в формировании массива Кондёр: 1) ранний глубинный расплав сформировал на верхнем уровне ультраосновные породы, а также косьвиты, плагиоклазовые пироксениты и габбро внешнего кольца с существенной степенью контаминации; 2) поздний дифференцированный (монцититовый и щелочно-сиенитовый) глубинный расплав (вдали от контаминанта) стал источником даек косьвитов и щелочных пород в центральной части массива Кондёр.

6. Выводы

Геохимические характеристики дунитов, верлитов, клинопироксенитов массива Кондёр свидетельствуют о том, что перечисленные породы отвечают единому магматическому тренду и представляют собой кумулятивную фазу пикритового расплава деплетированной мантии. Изотопные характеристики Nd и Sr в рассматриваемых породах указывают на то, что образование этих пород происходило из единого расплава на фоне контаминации коровыми породами в ходе его кумулятивной эволюции.

Формирование косьвитов, плагиоклазовых пироксенитов и габбро внешнего кольца осуществлялось из остаточного расплава после кристаллизации пироксенитов. Остаточный расплав при этом формировался на верхнем уровне, где происходила его дальнейшая контаминация.

Расплав, дифференцированный на большей глубине (вдали от контаминанта), стал источником даек косьвитов и щелочных пород центральной части массива Кондёр.

Изотопные характеристики пород дайкового комплекса (косьвиты и щелочные породы) в пределах дунитового ядра отличаются от характеристик ультраосновных пород, что указывает на различие источников расплава. Эти породы могли образоваться либо из другого источника, либо из того же, что и ультраосновные и основные породы комплекса.

В случае наличия единого источника, на глубине в первую очередь формировались ранние фазы пикритовых магм из деплетированной мантии, которые про-

извели дуниты, пироксениты, краевые плагиоклазовые пироксениты, косьвиты и габбро; во вторую очередь из уже остаточного обогащенного источника формировалась монцонит-щелочная магма, которая произвела дайки косьвитов и щелочных пород среди закристаллизованных ультраосновных и основных пород.

Литература

- Авдонцев, С. Н., Малич, К. Н. (1989). Геодинамическая модель образования массивов Кондёрского комплекса. *Геология и геофизика*, 7, 27–32.
- Андреев, Г. В. (1987). *Кондёрский массив ультраосновных и щелочных пород*. Новосибирск: Наука.
- Богомолов, М. А. (1968). Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. В: А. А. Маракушев, отв. ред. *Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии*. М.: Наука, 312–363.
- Владыкин, Н. В. (2016). Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных-щелочных-карбонатитовых магм, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом. *Геология и геофизика*, 57(5), 889–905.
- Гуревич, Д. В., Полонянкин, А. А. (2016). Сульфидные полиминеральные Pt-Pd руды массива Кондёр, Хабаровский край: геологическая позиция. В: И. В. Таловина, отв. ред., *Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов*. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 27–46.
- Ельянов, А. А., Моралев, В. М. (1961). Новые данные о возрасте массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. *ДАН СССР*, 141(3), 687–689.
- Ельянов, А. А., Моралев, В. М. (1973). О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхоаянской провинции. *Известия вузов. Геология и разведка*, 10, 15–23.
- Ефимов, А. А., Ронкин, Ю. Л., Малич, К. Н., Лепихина, Г. А. (2012). Sm-Nd и Rb-Sr — датирование апатит-флогопитовых клинопироксенитов в дунитовом «ядре» Кондёрского массива на Алданском щите: новые данные. *ДАН*, 445(5), 564–569.
- Каретников, А. С. (2005). К проблеме определения возраста массива Кондёр. *Тихоокеанская геология*, 4, 76–83.
- Косыгин, Ю. А., Приходько, В. С., отв. ред. (1994). *Геология, петрология и рудоносность Кондёрского массива* / РАН, Дальневосточное отд-ние, Ин-т тектоники и геофизики. М.: Наука.
- Малич, К. Н., Ефимов, А. А., Баданина, И. Ю. (2012). О возрасте дунитов Кондёрского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные. *ДАН*, 446(3), 308–312.
- Мочалов, А. Г. (1997). Россыпи платиновых металлов. В: Н. П. Лаверов, Н. Г. Патык-Кара, отв. ред., *Россыпные месторождения России и других стран СНГ*. М.: Научный мир, 127–165.
- Мочалов, А. Г. (2019). Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край). В: И. В. Пеков, отв. ред., *Минералогический альманах. Сер. Знаменитые минералогические объекты России*, 23(3).
- Мочалов, А. Г., Галанкина, О. Л. (2018). Особенности онтогении россыпеобразующих минералов платины в условиях полициклического формирования щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия). В: В. А. Глебовицкий, Ш. К. Балтыбаева, отв. ред., *Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы*. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация вузов, 459–499.
- Мочалов, А. Г., Якубович, О. В., Стюарт, Ф. М., Бортников, Н. С. (2021). Новые свидетельства полициклическости платинометалльных россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондёр: результаты 190Pb–4He-датирования. *ДАН*, 498(1), 23–30.
- Некрасов, И. Я., Ленников, А. М., Октябрьский, Р. А., Залищак, Б. Л., Сапин, В. И. (1994). *Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов*. М.: Наука.
- Орлова, М. П. (1991). Геологическое строение и генезис Кондёрского ультрамафитового массива. *Тихоокеанская геология*, 1, 80–88.
- Орлова, М. П., Авдеева, О. И., Федорова, И. В., Яковлева, Л. В. (1978). Новые данные по радиологическому датированию Кондёрского массива и вмещающих его пород (восточная часть Алданского щита). *ДАН СССР*, 240(3), 677–680.

- Пушкарев, Ю. Д., Костянов, А. И., Орлова, М. П., Богомолов, Е. С. (2002). Особенности RbSr, SmNd, PbPb, ReOs и KAr изотопных систем в Кондёрском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами. *Региональная геология и металлогения*, 6, 80–91.
- Рожков, И. С., Кицул, В. И. (1960). Месторождения платины на Алданском щите. *Геология рудных месторождений*, 7, 74–84.
- Ронкин, Ю. Л., Лепихина, Г. А., Родионов, Н. В., Маслов, А. В. (2013). U–Pb датирование системы «бадделейт — циркон» платиноносного дунита Кондёрского массива (Алданский щит): новые данные. *ДАН*, 450(5), 579–585.
- Саватенков, В. М., Мочалов, А. Г. (2018). Возраст и источники дунитов массива Кондёр (Алданского щита). *ДАН*, 482(2), 885–890.
- Симонов, В. А., Приходько, В. С., Ковязин, С. В. (2011). Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы. *Петрология*, 19(6), 579–598.
- Bedard, J. H. (2014). Parameterizations of calcic clinopyroxene — Melt trace element partition coefficients. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 303–336. <https://doi.org/10.1002/2013GC005112>
- Burg, J.-P., Bodinier, J.-L., Gerya, T., Bedini, R.-M., Boudier, F., Dautria, J.-M., Prikhodko, V., Efimov, A., Pupier, E. and Balanec, J.-L. (2009). Translithospheric Mantle Diapirism: Geological Evidence and Numerical Modelling of the Kondyor Zoned Ultramafic Complex (Russian Far-East). *Petrology*, 50(2), 289–321. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn083>
- McDonough, W. F. and Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Neymark, L. A., Kovach, V. P., Nemchin, A. A., Morozova, I. M., Kotov, A. B., Vinogradov, D. P., Gorokhovskiy, B. M., Ovchinnikova, G. V., Bogomolova, L. M. and Smelov, A. P. (1993). Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (eastern Siberia): geochemical and isotopic study. *Precambrian Research*, 62, 453–472.

Статья поступила в редакцию 22 июня 2022 г.
Статья рекомендована к печати 15 октября 2022 г.

Контактная информация:

Саватенков Валерий Михайлович — v.m.savatenkov@ipgg.ru
Мочалов Александр Геннадиевич — mag1950@mail.ru

New geochemical and isotope (Rb-Sr and Sm-Nd) data for the rocks of the alkali-ultramafic Konder massif of the Aldan Shield (Khabarovsk Territory, Russia)*

V. M. Savatenkov^{1,2}, A. G. Mochalov¹

¹ Institute of Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences,
2, nab. Makarova, St Petersburg, 199034, Russian Federation

² St Petersburg State University,
7–9, Universitetskaya nab., St Petersburg, 199034, Russian Federation

For citation: Savatenkov, V. M., Mochalov, A. G. (2022). New geochemical and isotope (Rb-Sr and Sm-Nd) data for the rocks of the alkali-ultramafic Konder massif of the Aldan Shield (Khabarovsk Territory, Russia). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 67 (4), 568–590. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.402> (In Russian)

The chemical composition and Rb-Sr and Sm-Nd isotope characteristics of various rocks that make up the alkali-ultramafic Kondyor massif of the Aldan Shield were studied: dunites, clinopyroxenites, gabbro, kosvites, alkaline syenites. Ultrabasic rocks of the early stage (dunites, clinopyroxenites) have a significant metasomatic alteration associated with the intrusion

* The work was carried out on topics FMUW-2022-0004 and FMUW-2022-0005 of the Institute of Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences.

of a dike complex of alkaline rocks. The petrochemical features of dunites and clinopyroxenites indicate that these rocks are cumulative phases that successively crystallized from picritic melt at an early stage of the formation of the massif. Gabbro and kosvites of the marginal series were formed from the residual melt after the crystallization of dunites and clinopyroxenites. The Rb-Sr and Sm-Nd isotopic characteristics in the rocks of the early intrusion stage (dunites, clinopyroxenites, gabbro) indicate that these rocks were formed with the participation of the host rock contamination processes. The isotope-geochemical characteristics of the rocks of the dike complex (kosvites and alkaline rocks of the dunite core) indicate that these rocks crystallized from a deep melt that was not significantly contaminated by the continental crust. Differences in isotopic characteristics between ultramafic rocks and rocks of the dike complex of the dunite “core” — kosvites and alkaline rocks, suggest at least two sources of melts that participated in the formation of the Konder massif: (1) an early, deep-seated melt that formed ultrabasic rocks at the upper level, and also kosvites, plagioclase pyroxenites and gabbro of the outer “ring” with a significant degree of contamination; (2) late, differentiated (monzonite and alkaline-syenite) deep-seated melt (far from the contaminant) that became the source of kosvite and alkaline rock dikes in the central part of the Konder massif.

Keywords: Alkaline-ultrabasic massif Konder, Rb-Sr, Sm-Nd isotope-geochemical characteristics.

References

- Andreyev, G. V. (1987). *Konder massif of ultrabasic and alkaline rocks*. Novosibirsk: Nauka Publ. (In Russian)
- Avdontsev, S. N. and Malich, K. N. (1989). Geodynamic model for the formation of massifs of the Konder complex. *Russian Geology and Geophysics*, 7, 27–32. (In Russian)
- Bedard, J. H. (2014). Parameterizations of calcic clinopyroxene — Melt trace element partition coefficients. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 303–336. <https://doi.org/10.1002/2013GC005112>
- Bogomolov, M. A. (1968). Some Peculiarities of the Petrology of Massifs of the Central Type with a Dunite Core on the Aldan Shield. In: A. A. Marakushev, ed. *Metasomatizm i drugie voprosy fiziko-khimicheskoy petrologii*. Moscow: Nauka Publ., 312–363. (In Russian)
- Burg, J.-P., Bodinier, J.-L., Gerya, T., Bedini, R.-M., Boudier, F., Dautria, J.-M., Prikhodko, V., Efimov, A., Pupier, E. and Balanec, J.-L. (2009). Translithospheric Mantle Diapirism: Geological Evidence and Numerical Modelling of the Kondyor Zoned Ultramafic Complex (Russian Far-East). *Petrology*, 50(2), 289–321. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn083>
- Efimov, A. A., Ronkin, Y. L., Malich, K. N. and Lepikhina, G. A. (2012). New Sm-Nd and Rb-Sr (ID-TIMS) isotope data for apatite-phlogopite clinopyroxenites from the dunite core of the Konder massif, Aldan shield, Yakutia. *Dokl. Earth Sciences*, 445(2), 956–961.
- El'yanov, A. A. and Moralev, V. M. (1961). New data on the age of ultramafic and alkaline rock massifs of the Aldan shield. *Reports of the Academy of Sciences USSR*, 141(3), 687–689. (In Russian)
- El'yanov, A. A. and Moralev, V. M. (1973). On the age of ultramafic-alkaline rock massifs in the Aldan and South Verkhoyansk provinces. *Izd. vuzov. Geologiya i razvedka*, 10, 15–23. (In Russian)
- Gurevich, D. V. and Polonyankin, A. A. (2016). Sulfide polymineral Pt-Pd ores of the Konder massif, Khabarovsk Territory: geological position. In: I. V. Talovina, ed. *Problemy geologii i ekspluatatsii mestorozhdeniy platinovykh metallov*. St Petersburg: St Petersburg University Press, 27–46. (In Russian)
- Karetnikov, A. S. (2005). The problem of age definition of the Kondyor massif. *Geology of the Pacific Ocean*, 4, 76–83.
- Kosygin, Yu. A. and Prikhodko, V. S., eds (1994). *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' Kondorskogo massiva*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Malitch, K. N., Efimov, A. A. and Badanina, I. Yu. (2012). The age of Kondyor massif dunites (Aldan province, Russia): first U-Pb isotopic data. *Dokl. Earth Sciences*, 446(1), 1054–1058.
- McDonough, W. F. and Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Mochalov, A. G. (1997). Placers of platinum metals. In: N. P. Laverov, N. G. Patyk-Kara, eds, *Rossyppnye mestorozhdeniya Rossii i drugikh stran SNG*. Moscow: Nauchnyi mir Publ., 127–165. (In Russian)

- Mochalov, A. G. (2019). Remarkable platinum minerals of the Konder massif (Khabarovsk Territory). In: I. V. Pekov, ed., *Mineralogicheskiiy Al'manakh. Seriya: Znamenitnye mineralogicheskie ob'ekty Rossii*, 23(3). (In Russian)
- Mochalov, A. G. and Galankina, O. L. (2018). Peculiarities of ontogeny of placer-forming platinum minerals under conditions of polycyclic formation of the alkali-ultrabasic massif Kondyor (Khabarovsk Territory, Russia). In: V. A. Glebovitskiy, Sh. K. Baltybayev, eds, *Evolyutsiya veshchestvennogo i izotopnogo sostava dokembriiskoi litosfery*. St Petersburg Publishing and Printing Association of Higher Educational Publ., 459–499. (In Russian)
- Mochalov, A. G., Yakubovich, O. V., Stuart, F. M. and Bortnikov, N. S. (2021). New evidence of the polycyclic genesis of platinum placer-forming formations of the Kondyor alkaline-ultramafic massif: results of ^{190}Pt – ^4He dating. *Dokl. Earth Sciences*, 498(1), 372–378.
- Nekrasov, I. Ya., Lennikov, A. M., Oktyabr'skiy, R. A., Zalishchak, B. L. and Sapin, V. I. (1994). *Petrology and platinum content of ring alkali-ultrabasic complexes*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Neymark, L. A., Kovach, V. P., Nemchin, A. A., Morozova, I. M., Kotov, A. B., Vinogradov, D. P., Gorokhovskiy, B. M., Ovchinnikova, G. V., Bogomolova, L. M. and Smelov, A. P. (1993). Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granitogreenstone terrain (eastern Siberia): geochemical and isotopic study. *Precambrian Research*, 62, 453–472.
- Orlova, M. P. (1991). Geological structure and genesis of the Konder ultramafic massif. *Geology of the Pacific Ocean*, 1, 80–88. (In Russian)
- Orlova, M. P., Avdeyeva, O. I., Fedorova, I. V. and Yakovleva, L. V. (1978). New data on radiological dating of the Konder massif and its host rocks (eastern part of the Aldan Shield). *Reports of the Academy of Sciences USSR*, 240(3), 677–680. (In Russian)
- Pushkarev, Yu. D., Kostoyanov, A. I., Orlova, M. P. and Bogomolov, Ye. S. (2002). Peculiarities of RbSr, SmNd, PbPb, ReOs, and KAr isotopic systems in the Konder massif: mantle substrate enriched in platinoids. *Regional Geology and Metallogeny*, 6, 80–91. (In Russian)
- Ronkin, Yu. L., Efimov, A. A., Lepikhina, G. A., Maslov, A. V. and Rodionov, N. V. (2013). U–Pb dating of the baddeleyite–zircon system from Pt-bearing dunite of the Konder massif, Aldan shield: new data. *Dokl. Earth Sciences*, 450 (2), 607–612.
- Rozhkov, I. S. and Kitsul, V. I. (1960). Mestorozhdeniya platiny na Aldanskom shchite. *Geology of ore deposits*, 7, 74–84. (In Russian)
- Savatenkov, V. M. and Mochalov, A. G. (2018). Age and sources of dunite from the Konder massif (Aldan shield). *Dokl. Earth Sciences*, 482(2), 1331–1335.
- Simonov, V. A., Prikhodko, V. S. and Kovyazin, S. V. (2011). Conditions for the formation of platinum-bearing ultramafic massifs in the South-East of the Siberian Platform. *Petrology*, 19 (6), 579–598.
- Vladykin, N. V. (2016). Genesis and crystallization of ultramafic alkaline carbonatite magmas of Siberia: ore potential, mantle sources, and relationship with plume activity. *Russian Geology and Geophysics*, 57, 698–712.

Received: June 22, 2022

Accepted: October 15, 2022

Authors' information:

Valery M. Savatenkov — v.m.savatenkov@ipgg.ru

Alexander G. Mochalov — mag1950@mail.ru