

УДК 552.47+551.243.4 (470.621)
DOI: 10.46698/i7322-1725-9429-t

Оригинальная статья

Состав и условия образования серпентинитов Беденского массива (Большой Кавказ)

Ю.В. Попов ¹, О.Е. Пустовит ²

¹ Южный федеральный университет, Россия, 344090, г. Ростов-на-Дону, ул. Р. Зорге, 40,
e-mail: popov@sfedu.ru;

² ООО «ПИК Атлас», Россия, 344018, г. Ростов-на-Дону, ул. Текучева, д. 246

Статья поступила: 06.08.2024, доработана: 30.08.2024, принята к публикации: 13.09.2024

Резюме: Актуальность работы. Относимые к беденскому комплексу серпентиниты тектонической зоны Передового хребта Большого Кавказа достаточно слабо охарактеризованы результатами прецизионных инструментальных исследований. Их отсутствие не позволяет уверенно реконструировать формационную и геодинамическую принадлежность мантийного протолита, что, в свою очередь, осложняет анализ факторов металлогенической социализации комплекса. **Цель работы** – получение новых данных о минералого-геохимических особенностях серпентинитов Беденского массива и на их основе реконструкция петрогенетических особенностей и геодинамической принадлежности апогипербазитов. **Методы исследования.** Рентгенофазовый анализ, синхронный термический анализ, электронно-зондовый микроанализ и электронная микроскопия, элементный анализ состава серпентинитов (в том числе определение содержаний элементов платиновой группы и редкоземельных элементов) методами ICP-MS. **Результаты работы.** Серпентиниты Беденского массива представлены хризотил-лизардитовыми и хризотил-антигоритовыми разновидностями, местами содержащими хризотил-асбестовую прожилковую или сетчатую минерализацию. Акцессорные хромшпинелиды представлены зональными зернами алюмохромитов с феррихромитовыми оторочками и хорошо развитыми магнетитовыми каймами, реже группами более крупных (первые мм) зерен хромитового состава. Для алюмохромитовых ядер значение Cr# составляет 0,68 – 0,72 (среднее значение ~ 0,70); Mg# 0,34 – 0,51 (среднее значение ~ 0,42); содержание TiO₂ – от 0,05 до 0,22 мас.%. Хромитовые зерна имеют следующие характеристики состава: Cr# 0,76-0,80; Mg # 0,55-0,67; содержание TiO₂ 0,09 – 0,18%. Типохимические особенности хромшпинелидов указывают на принадлежность протолита к ультрабазитам супрасубдукционных геодинамических обстановок (SSZ) и деплитированным субстратам, свойственным преддуговым перидотитам. Отношение Cr# – TiO₂ указывает на соответствие составам, характерным для условий реакции бонинитовых расплавов с породами мантии. Распределение REE характеризуется обеднением тяжелыми REE и сходно с установленным для перидотитов Карабашского массива Урала. Метаморфогенно-гидротермальная минерализация в серпентинитах содержит самородный осмий. В образце с хромитовой минерализацией отмечено содержание Pd до 0,050 ppm, Au до 0,013 ppm.



Ключевые слова: Беденский массив, серпентинит, хромшпинелиды, офиолиты.

Для цитирования: Попов Ю.В., Пустовит О.Е. Состав и условия образования серпентинитов Беденского массива (Большой Кавказ). *Геология и геофизика Юга России*. 2024. 14(3): 16-28. DOI: 10.46698/i7322-1725-9429-t

DOI: 10.46698/i7322-1725-9429-t

Original paper

Composition and formation conditions of serpentinites in the Beden massif (Greater Caucasus)

Yu.V. Popov ¹, O.E. Pustovit ²

¹ Southern Federal University, 40 R. Zorge Str., Rostov-on-Don 344090, Russian Federation,
e-mail: popov@sfedu.ru;

² PIK Atlas Ltd, 246 Tekucheva Str., Rostov-on-Don 344090, Russian Federation

Received: 06.08.2024, revised: 30.08.2024, accepted: 13.09.2024

Abstract: Relevance. Serpentine rocks associated with the Beden complex in the tectonic zone of the Greater Caucasus Peredovoy Ridge have been insufficiently characterized by the results of high-precision instrumental studies. The lack of such data hinders the reliable reconstruction of the protolith's formation and geodynamic setting, thus complicating the analysis of factors influencing the metallogenic socialization of the complex. **The aim of the study** is to obtain new data on the mineralogical and geochemical characteristics of serpentinites from the Beden Massif, and based on this data, to reconstruct the petrogenetic features and geodynamic setting of the apohyperbasites. **Research Methods.** X-ray diffraction analysis, synchronous thermal analysis, electron probe microanalysis, electron microscopy and elemental analysis of the serpentinites (including the determination of platinum group elements and rare earth elements) was carried out using ICP-MS. **Results.** Serpentine rocks from the Beden massif are represented by chrysotile-lizardite and chrysotile-antigorite varieties, partially containing chrysotile-asbestos vein or mesh mineralization. Accessory chromites occur as zoned grains of aluminochromite with ferrichromite rims and well-developed magnetite fringes, less often, groups of larger grains of chromite composition. Aluminochromite cores exhibit Cr# values of 0.68 – 0.72 (average ~ 0.70), Mg# values of 0.34 – 0.51 (average ~ 0.42), and TiO₂ content ranging from 0.05 to 0.22 wt %. Chromite grains are characterized by Cr# values of 0.76-0.80, Mg# values of 0.55-0.67, and TiO₂ content ranging from 0.09 – 0.18 wt%. The typochemical features of chromites indicate a protolith belonging to ultramafic rocks of supra-subduction zone (SSZ) geodynamic settings and depleted substrates typical of fore-arc peridotites. The Cr# – TiO₂ ratio suggests compositions characteristic of boninite melt-mantle rock reaction conditions. The REE distribution exhibits a depletion in heavy REEs and is similar to the one observed in peridotites of the Karabash Massif, Ural Mountains. Metamorphic-hydrothermal mineralization in the serpentinites contains native osmium. A sample with chromite mineralization exhibited Pd content up to 0.050 ppm and Au up to 0.013 ppm.

Keywords: Beden massif, serpentinite, chrome spinels, ophiolites.

For citation: Popov Yu.V., Pustovit O.E. Composition and formation conditions of serpentinites in the Beden massif (Greater Caucasus). *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South.* (in Russ.). 2024. 14(3): 16-28. DOI: 10.46698/i7322-1725-9429-t

Введение

В тектоно-формационной зоне Передового хребта Большого Кавказа среди герцинических комплексов широко представлены апогипербазитовые тела разного размера, приуроченные к ограничивающим блоками кристаллических пород разломам или к границам пластин тектонических покровов. Слагающие их породы практически нацело серпентинизированы и сильно тектонически деформированы, что значи-

тельно осложняет реконструкцию состава протолита, а, следовательно, и интерпретации формационной и геодинамической приуроченности ультрабазитов.

Такие серпентинитовые тела отнесены к беденскому комплексу, их состав пород, охарактеризованный на основании данных оптической петрографии, долгое время определялся как однотипный хризотил-антигоритовый, а сведения об акцессорных минералах ограничивались общими данными о принадлежности к группе минералов без детализации их химического состава и типоморфных особенностей [Соболев, 1952 и др.]. Применение современных прецизионных инструментальных методов выявило, напротив, значимые различия в составе породообразующих минеральных ассоциаций серпентинитов из разных выходов, признаки стадийной эволюции акцессорных хромшпинелидов [Попов и др., 2022a], что дает основание для обсуждения генезиса пород, установления природы их мантийного протолита и геодинамической типизации разных массивов.

Объектом рассмотрения в настоящей статье является Беденский серпентинитовый массив – наиболее крупное (на поверхности площадью порядка 8 км²) в зоне Передового хребта апогипербазитовое тело, относимое к беденскому комплексу. Приурочен этот массив к северному флангу Передового хребта, контролируемому зоной регионального Северного разлома, и представляет собой тектоническую пластину мощностью около 1000 м. С севера серпентиниты тектонически контактируют с кристаллическими породами Бескесского выступа (сложенного нижнепалеозойскими гранитоидами и более древними кристаллическими сланцами), на юге – со среднепалеозойскими породами Урупско-Тоханского комплекса (Тоханский тектонический покров). В бортах долины р. Большая Лаба серпентиниты перекрываются трансгрессивно залегающими ниже-среднеюрскими отложениями.

Интерес к этому массиву обусловлен также и обсуждаемыми перспективами его платиноносности, положительный прогноз которой основывается на присутствии минералов платиновой группы в шлиховых пробах (в которых установлен рутениридосмин), результатах литохимического опробования коренных пород и вторичных ореолов рассеяния в пределах серпентинитового массива [Богуш и др., 2016; Parada et al., 2014].

Материалы и методы исследования

Состав породообразующих и второстепенных минералов серпентинитов определен методами рентгенофазового анализа на дифрактометре «ARLX'TRA»; использовано характеристическое излучение медного анода (длины волн $\text{CuK}\alpha_1$ 1,5406 Å, $\text{CuK}\alpha_2$ 1,5444 Å). Идентификация проводилась с использованием рентгенографической базы PDF-2. Учитывая наложение ряда рефлексов серпентинитов в полиминеральных породах рентгенографическая идентификация минеральных фаз дополнена исследованиями методом синхронного термического анализа, выполненными на установке NETZSCH STA 449C «Jupiter» в воздушной атмосфере при скорости нагрева 10 К/мин в корундовых тиглях. Изучение микроструктурных особенностей серпентинитов, внутреннего строения и элементного состава акцессорных хромшпинелидов проводилось электронно-зондовыми методами на растровом электронном микроскопе Tescan VEGA II LMU, оснащенный системами EDX INCA Energy 450/XT и WDX INCA Wave 700 производства фирмы OXFORD Instruments Analytical. Такой комплекс исследований обеспечивает не только достаточно высокую информативность, но и сопоставимость с ранее опубликованными результа-

тами исследований апогипербазитов других массивов [Попов и др., 2022а; Попов и др., 2022б и др.].

Для двух образцов серпентинитов проведено определение содержаний элементов платиновой группы, золота и редкоземельных элементов методами масс-спектрометрии квадрупольными масс-спектрометрами с индуктивно-связанной плазмой ELAN-DRC-е фирмы «Perkin Elmer».

Основной объем исследований выполнен в Центре исследований минерального сырья и состояния окружающей среды Южного федерального университета.

Результаты исследований и их обсуждение

Серпентиниты Беденского массива внешне разнообразны: цвет меняется от черного до желтовато-зеленого, породы в разной степени тектонизированы (что определяет широкое развитие пластинчато-полосчатой текстуры) и переработаны гидротермальными растворами, разбиты на блоки, очерченные поверхностями скольжения (наиболее крупные блоки отмечаются в центральных частях массива на правом берегу р. Большая Лаба). В ромбовидных блоках нередко внутренняя часть темно-серая, внешняя – желтовато-зеленая (рис. 1-2). Микроструктура неоднородная (рис. 1-3, 1-4), образованная участками чешуйчатого серпентина и тонкокристаллического массивного серпентина; иногда видно, как последний развивался по оливину (рис. 1-5). Часто серпентиниты слагают полиминеральную спутанноволокнисто-чешуйчатую массу (рис. 1-5), в которой присутствуют незакономерно ориентированные микрокристаллические агрегаты лизардита с хризотилом, спутанноволокнистая масса хризотила, участки волокнистого, игольчатого и чешуйчатого антигорита. Мелкопетельчатая микроструктура характерна для хризотил-лизардитовых разностей, спутанноволокнистая или пластинчатая – для хризотил-антигоритовых.

Минеральный состав серпентинитов определен методами рентгенофазового анализа (рис. 2) и синхронного термического анализа (рис. 3). В результатах синхронного термического анализа эндотермический эффект в наиболее низкой для серпентинитов области – близкий к ~ 630 °С – указывает на обилие β -лизардита [Брянчанинова, 2004; Földvári, 2011]. Более высокотемпературный слабо проявленный эндоэффект в области ~ 670 °С может объясняться присутствием реликтового α -лизардита, а эффект в области ~ 770 - 780 °С – антигорита.

В качестве второстепенных минералов встречаются брусит, магнезит, доломит, хлорит, тальк, широко развит пылевидный магнетит. Отмечаются бастит и серпентинитовые псевдоморфозы по оливину. Протолит основной массы серпентинитов достаточно уверенно определяется как гарцбургитовый, что выявлено и более ранними исследованиями [Соболев, 1952].

Вблизи жил и даек пскентского монцодиорит-гранитного комплекса развивается хризотил, присутствующий в виде серий параллельных прожилков поперечно-волокнистого хризотил-асбеста (с длиной волокон порядка до 5-10 мм). На некоторых участках (руч. Мошевой) развивается сетчатая асбестовая минерализация. Местами серпентиниты оталькованные и карбонатизированные, вплоть до превращения в тальк-карбонатные породы. Интенсивное развитие магнезита (в том числе с образованием его коллоидальной разновидности – джиобертита) проявляется в участках выветрелых осветленных пород («белых осыпищ») на руч. Власенкова и на противоположном берегу р. Большая Лаба. Кварц-карбонатные породы (ли-

ствениты) отмечаются вблизи южного контакта (руч. Никелевый, руч. Контактный), где в зоне тектонического контакта присутствуют гипабиссальные интрузии пскентского комплекса. С листовитами связана мышьяково-сурьмяно-никелевая минерализация; при изучении этих пород в 1930–1940-х годах отмечено присутствие в них видимого золота (Грицкевич В.П. Отчет об изучении в 1962–1964 гг. Даховского, Маркопидского и Беденского массивов с целью комплексного использования серпентинитов. Северо-Кавказское геологическое управление. Краснодарская комплексная геологическая экспедиция. Том 1, г. Краснодар, 1965 г.). Среди тектонических брекчий южного контакта известны обломки жадеититов [Герасимов и др., 2020].

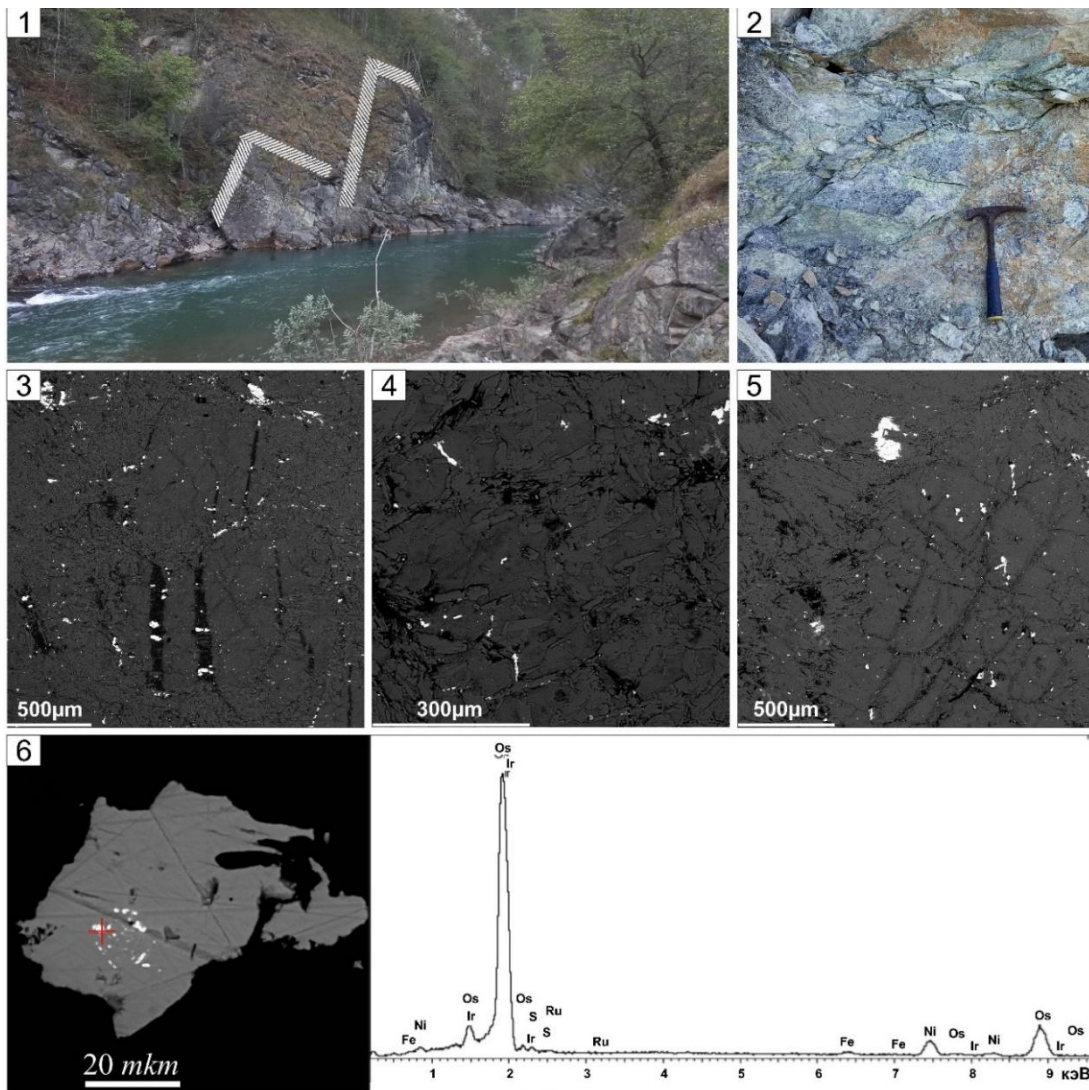


Рис. 1. Серпентиниты Беденского массива: 1-2 – ромбовидные блоки серпентинитов; 3-5 – микроструктура серпентинитов: неоднородная, образованная чешуйчатым и тонкокристаллическим массивным серпентином (3 и 4), полиминеральная спутанно-волокнисто-чешуйчатая масса (5); 6 – включения самородного осмия в зерне хезлвудита (приведен спектр EDX) /

Fig. 1. Serpentinites of the Bedensky massif: 1-2 – Rhombohedral blocks of serpentinite, 3-5 – Microstructure of serpentinite: heterogeneous, composed of scaly and fine-grained massive serpentine (3 and 4), polymineralic tangled-fibrous-scaly mass (5); 6 – Native osmium inclusions within a heazlewoodite grain (EDX spectrum shown)

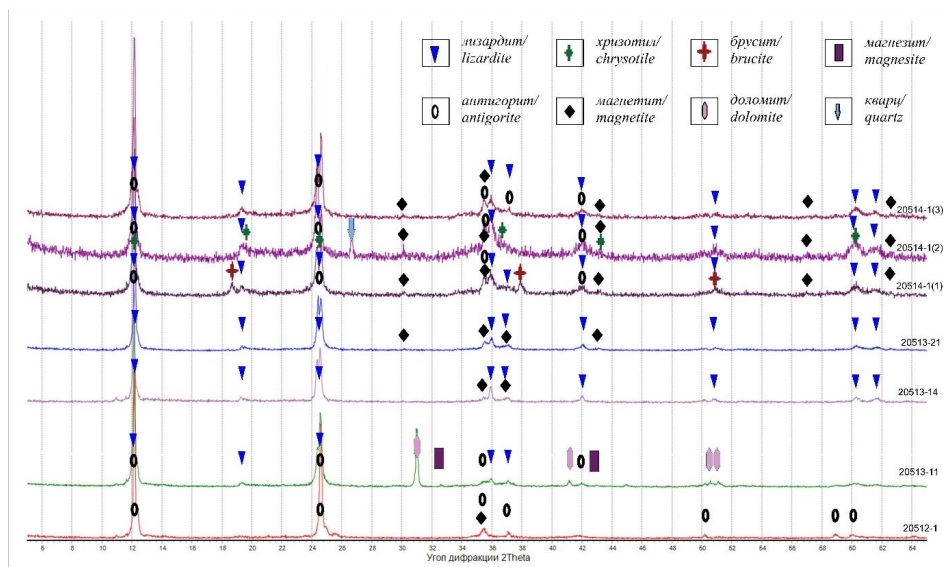


Рис. 2. Результаты рентгенофазового анализа серпентинитов /
 Fig. 2. X-ray diffraction analysis results of serpentinites

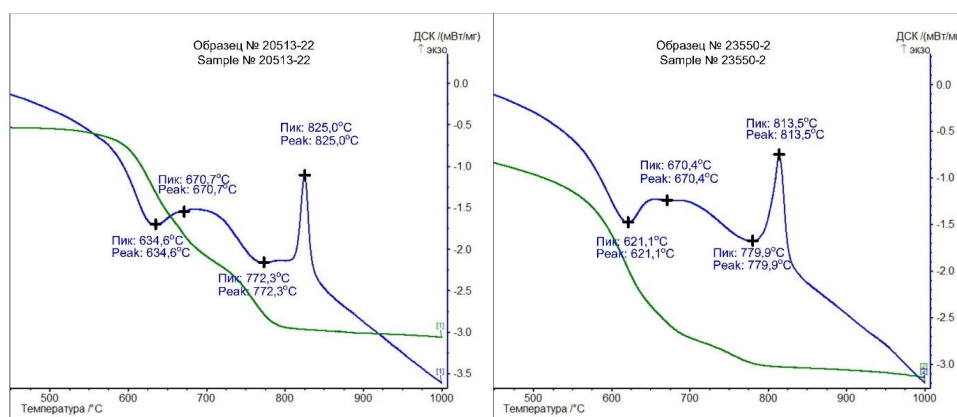


Рис. 3. Результаты синхронного термического анализа (STA) лизардит-хризотильных серпентинитов /
 Fig. 3. Results of synchronous thermal analysis (STA) on lizardite-chrysotile serpentinites

Метаморфогенно-гидротермальная минерализация в серпентинитах представлена минералами ряда полидимит – линнеит, миллеритом, зигенитом, хезлвудитом, пиритом, карбонатами. В форме микрофазовых включений в хезлвудите обнаружен осмий (рис. 1-6) состава $Os_{0.88}Ir_{0.07}Fe_{0.03}Ru_{0.02}$ (образец серпентинита из аллювия ручья Балка №1 на левобережье р. Большая Лаба). Наличие в её составе минералов именно осмия, иридия и рутения может объясняться сочетанием нескольких факторов. Во-первых, фоновой обогащенностью этими платиноидами относительно платины и палладия исходных гипербазитов: согласно модельному для реститов или кумулятивных остатков отношение коэффициентов распределения в системе выплавка – остаток описывается зависимостью $Os > Ir > Ru > Rh > Pt > Pd$, что определяет характерную относительную обогащенность осмием альпинотипных гипербазитов [Ланда, Марковский, 2007]. И, во-вторых, низкой растворимостью и подвижностью платины в арсенидно-сульфидных никельсодержащих флюидных системах [Плюснина, Лихойдов, 2009]. Для двух измеренных образцов серпентинитов содержания Ru, Ir, Rh, Pt оказались ниже предела обнаружения 0,005 ppm

(что, в целом, вполне объяснимо ввиду глубокой переработки пород), а содержание Pd в одном из образцов составило 0,05 ppm. При этом последний выделяется насыщенностью хромитовыми зернами (рис. 5-2), что может указывать на связь повышенных содержаний платиноидов с хромитовой минерализацией. Для этого же образца установлено содержание Au 0.013 ppm (для второго – 0.0048 ppm).

Присутствие лизардита отражает низкую степень метаморфизма пород, типичную и для других тел серпентинитов северного фланга зоны Передового хребта и смежной Бечасынской зоны, они установлены ранее в составе Даховского и Нижнебердинского выступов [Попов и др., 2022a; Попов и др., 2022б].

Акцессорные хромшпинелиды встречаются в виде фрагментированных зерен. Среди них присутствуют многочисленные мелкие (до 1 мм) зональные зерна алюмохромитов с феррихромитовыми оторочками и хорошо развитыми магнетитовыми каймами, между которыми нередко отчетливо проявлена диффузионная зона (рис. 4-1, 4-3, 4-4), либо, реже, группы зерен хромитового состава размером до 2–3 мм (рис. 4-2).

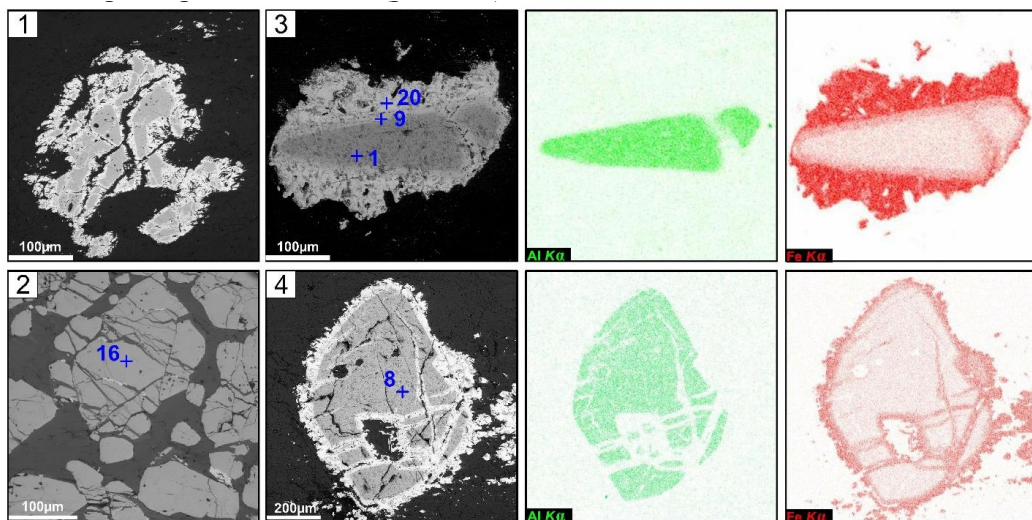


Рис. 4. Структура хромшпинелидов (изображение BE): 1,3,4 – зональные зерна алюмохромитов с феррихромитовыми оторочками; 2 – хромитовые зерна. Для зерен 3 и 4 приведены рентгеновские карты распределения алюминия и железа (излучение $K\alpha_1$). Результаты микроанализов приведены в таблице 1 (на рисунке указан номер, соответствующий результату анализа в таблице) /

Fig. 4. Structure of chromites (Backscattered Electron image): 1,3,4 – zonal grains of aluminochromite with ferrichromite rims; 2 – chromite grains; For grains 3 and 4, X-ray maps of aluminum and iron distribution ($K\alpha_1$ radiation) are shown.

Results of microanalyses are presented in Table 1 (the number on the figure corresponds to the analysis number in the table)

Ядра алюмохромитов содержат Cr_2O_3 48,56-52,61 мас. %, Al_2O_3 = 13,46-15,53%, MnO в среднем содержится ~0,5 мас. %, TiO_2 менее 0,1 мас.%, содержания никеля, цинка и титана существенно изменяются (NiO 0,03-0,11%, ZnO 0,26-0,67%, мас.%); значение Cr# ($Cr/(Cr+Al)$) варьирует от 0,68 до 0,72 (среднее значение ~ 0,70); Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) изменяется от 0,34 до 0,51 (среднее значение ~ 0,42). Оторочки у таких зерен хорошо выражены и имеют феррихромитовый состав. Для них характерна повышенная хромистость Cr# ~ 0,98; значения Mg# изменяются от 0,18 до 0,37 (среднее значение ~ 0,28); содержание MnO – от 0,86 до 4,43 мас.%, TiO_2 – от

0,05 до 0,22 мас.%. Относительно ядер хромшпинелидов в оторочках содержится больше NiO (0,12-0,33 мас.%) и меньше ZnO (0,18-0,33 мас.%).

Хромитовые зерна разбиты трещинами, местами заполненными магнетитом. Они имеют следующие характеристики состава: Cr₂O₃ 57,55-60,73 мас.%, Al₂O₃ 10,46-12,12 мас.%. Значения Cr# составляют 0,76-0,80; Mg# 0,55-0,67; содержание TiO₂ в количестве от 0,09 до 0,18 мас.%; MnO от 0,27 до 0,66 мас.%; NiO до ~ 0,12 мас.%, ZnO менее 0,06 мас.%.

Таблица 1 / Table 1

**Состав хромшпинелидов из серпентинитов Беденского массива (в вес.%) /
Chromite composition from serpentinites of the Bedensky massif (in wt.%)**

№	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	CoO	NiO	ZnO	Итого	Cr#	Mg#
1	9,26	15,29		0,03	0,20	48,56	0,63	25,54			0,51	100,02	0,68	0,43
2	10,41	15,19		0,01	0,43	51,37		21,11	0,23			98,75	0,69	0,51
3	7,34	13,46			0,14	51,77	0,83	24,07	0,40	0,05	0,47	98,54	0,72	0,38
4	9,19	15,00		0,11	0,41	51,08	0,06	23,32	0,03	0,03	0,26	99,50	0,70	0,43
5	6,60	14,61			0,31	51,12	0,37	24,94	0,45	0,07	0,59	99,06	0,70	0,34
6	7,55	14,22		0,11	0,38	52,61	0,51	23,48	0,24	0,14	0,59	99,83	0,71	0,39
7	7,26	15,05		0,04	0,31	50,32	0,40	24,30	0,13		0,67	98,49	0,69	0,37
8	9,57	15,53		0,03	0,25	52,23	0,77	20,41	0,22	0,14	0,43	99,58	0,69	0,47
9	5,56	0,53		0,23	0,29	42,04	1,57	48,71	0,00	0,33	0,33	100,64	0,98	0,31
10	4,71	0,45	0,65		0,24	49,09	0,86	43,46	0,35			99,81	0,99	0,25
11	3,28	0,56		0,20	0,24	49,53	1,12	43,59	0,18	0,12		98,82	0,98	0,18
12	6,04	0,50		0,05	0,28	41,51	4,43	46,24	0,11	0,19	0,18	99,53	0,98	0,37
13	13,74	11,45			0,36	58,64	0,27	15,21	0,17			99,83	0,77	0,66
14	11,92	10,46		0,11		60,73	0,66	15,81	0,33			100,01	0,80	0,59
15	12,70	10,81			0,17	59,08	0,64	16,46			0,06	99,92	0,79	0,62
16	13,50	11,30		0,09		59,19	0,28	15,61		0,01		99,98	0,78	0,55
17	13,90	12,12		0,18	0,34	57,55	0,29	15,29	0,17	0,12		99,96	0,76	0,67
18	2,39	1,10	0,38		0,54	53,42	1,55	38,42				97,80	0,97	0,14
19	2,58	0,12		0,16	0,07	33,25	1,23	61,33	0,33	0,57	0,17	99,81	0,99	0,14
20	2,03	0,06	0,56	0,07	0,08	0,34	0,08	93,17		0,75	0,02	97,16	0,77	0,11

Типохимические особенности хромшпинелидов, широко используемые для реконструкции формационной и геодинамической принадлежности апогипербазитовых комплексов [Dick, Bullen, 1984; Ishii et al., 1992], указывают на принадлежность протолита к ультрабазитам супрасубдукционных геодинамических обстановок (SSZ) (рис. 5-2) и деплитированным субстратам, свойственным преддуговым перидотитам (рис. 5-3). Такое заключение соответствует принадлежности составов хромшпинелидов к офиолитовому тренду, отвечающему, в целом, серпентинитам зоны Передового хребта [Попов и др., 2022б], для которых принадлежность к фрагментам герцинской офиолитовой ассоциации устанавливается вполне определённо [Омельченко, 2007 и др.]. Отношение Cr# – TiO₂ – один их наиболее показательных критериев – указывает на соответствие составам, рассматриваемым как отвечающим формированию в условиях реакции бонинитовых расплавов с породами мантии (рис. 5-4), характерной для преддуговой обстановки [Johnson, 2012]. Вариации содержания титана в ядрах и их оторочках указывают на перераспределение этого элемента при метаморфизме в коровых условиях, но нет оснований полагать, что концентрации в алюмохромитовых ядрах превышали ~ 0,2 мас.%.

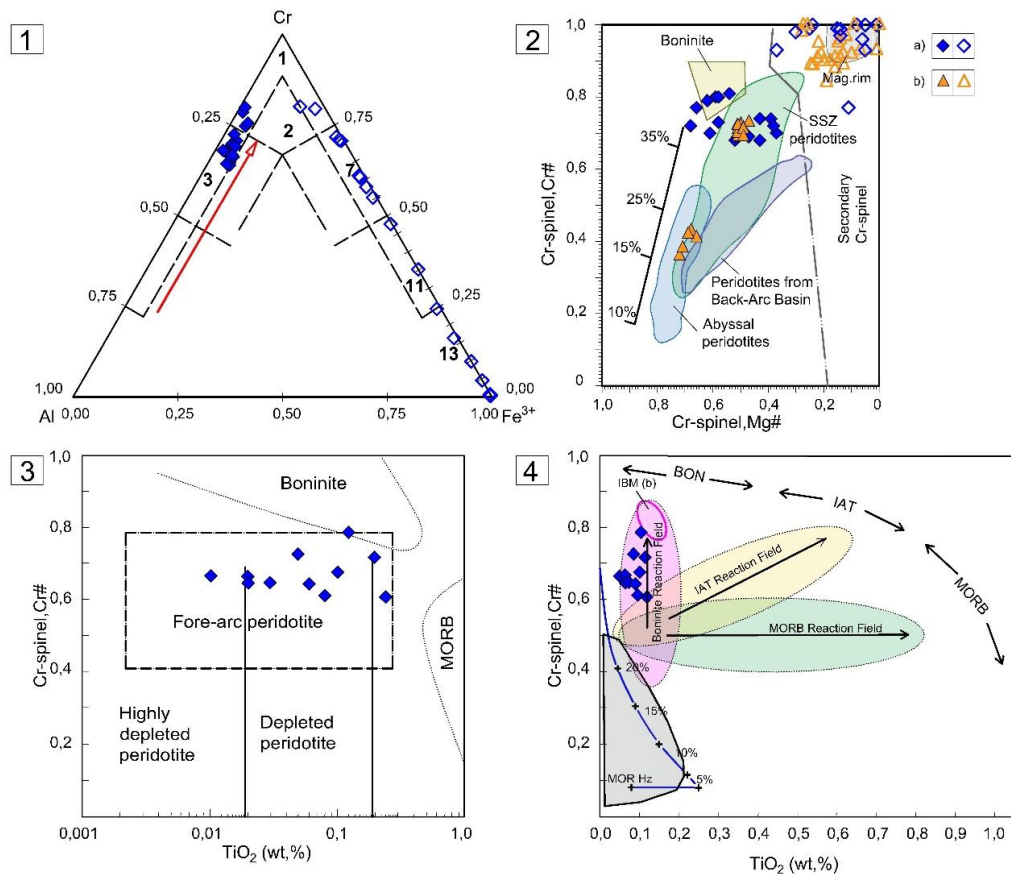


Рис. 5. Составы хромитинелидов на классификационных диаграммах:

- Тренд изменения составов хромитинелидов в офиолитах на диаграмме Павлова Н.В. Поля составов: 1 – хромиты, 2 – субферрихромиты, 3 – алюмохромиты, 7 – феррихромиты, 11 – хроммагнетиты, 13 – магнетиты; нанесены составы хромитинелидов Беденского массива; залитые значки – ядра, не залитые – оторочки зерен.
- Обобщенная диаграмма для реконструкции геодинамической приуроченности апогипербазитовых комплексов на основе данных о составе хромитинелидов (в координатах Cr# – Mg#) по [Dick, Bullen, 1984; Ishii et al., 1992]; указана степень плавления мантийного вещества по [Arai, 1994]; составы хромитинелидов: а) Беденский массив, б) Нижнетебердинский массив; ядра – залитые значки, оторочки – незалитые.
- Бинарная диаграмма в координатах Cr# – TiO₂ составов хромитинелидов из ультрабазитов разных геодинамических обстановок и бонинитов [Lasheen et al., 2021].
- Тренды изменения состава перidotитовых шпинелей с расплавами на бинарной диаграмме TiO₂ – Cr# [Johnson, 2012]; теоретическая кривая плавления однородной мантии (FMM) и тенденции реакции расплав-мантия (MORB и BON) по [Pearce et al., 2000]; IBM (b) – бониниты Идзу-Бонин-Марианских островных дуг /

Fig. 5. Chromite compositions on classification diagrams:

- Chromite composition trends in ophiolites on the Pavlov N.V. diagram. Composition fields: 1 – chromites, 2 – subferrichromites, 3 – alumochromites, 7 – ferrichromites, 11 – chrommagnetites, 13 – magnetites. Chromite compositions from the Bedensky Massif are shown; filled symbols represent cores, unfilled symbols represent rims of grains.
- Generalized diagram for reconstruction of the geodynamic setting of apohyperbasite complexes based on chromite compositions (in Cr# – Mg# coordinates): after [Dick, Bullen, 1984; Ishii et al., 1992]. Mantle melt fraction is indicated according to [Arai, 1994]. Chromite compositions: a) Bedensky massif, b) Nizhneteberdinskiy massif. Cores are filled symbols, rims are unfilled symbols.
- Binary diagram in Cr# – TiO₂ coordinates of chromite compositions from ultramafic rocks of various geodynamic settings and boninites [Lasheen et al., 2021].
- Trends of peridotitic spinel compositions with melts on a binary diagram of TiO₂ – Cr# [Johnson, 2012]. Theoretical curve for the Fractionated Mantle Melt (FMM) and melt-mantle reaction trends (MORB and BON) after [Pearce et al., 2000]. IBM (b) – boninites from the Izu-Bonin-Mariana island arc

На высокую степень плавления пород депилированной мантии, характерную для преддуговых обстановок, уверенно указывает и низкое содержание тяжелых редкоземельных элементов в серпентинитах (табл. 2, рис. 6). Характер распределения редкоземельных элементов близок к распределению, установленному для Карабашского массива альпинотипных гипербазитов Главного гипербазитового пояса Урала, находящегося в составе Магнитогорского синклиория в ассоциации с островодужными офиолитами; сложен массив апогарцбургитовыми и аподунитовыми преимущественно антигоритовыми серпентинитами с подчиненным количеством хризотилловых и β -лизардитовых разностей.

Таблица 2 / Table 2

**Содержание REE в серпентинитах Беденского массива (в ppm) /
Rare earth element (REE) concentrations in serpentinites
of the Bedensky Massif (ppm)**

образец/sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
20513-3	0,20	0,42	0,049	0,18	0,027	0,014	0,03
23542	0,21	0,36	0,044	0,15	0,033	0,011	0,021
образец/sample	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
20513-3	<0,005	0,021	0,0062	0,014	<0,005	0,018	<0,005
23542	<0,005	0,021	<0,005	0,015	<0,005	0,017	<0,005

Примечание: “<0,005” – ниже предела обнаружения /

Note: “ < 0,005” indicates values below the detection limit.

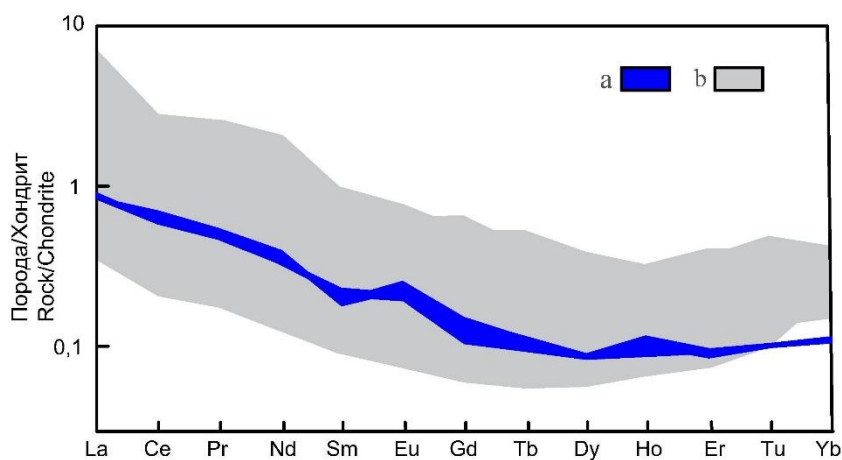


Рис. 6. Нормализованные к хондриту [Sun, McDonough, 1989] содержания редкоземельных элементов (REE) в гипербазитах. Поля составов: а – серпентиниты Беденского массива, б – серпентиниты Карабашского массива (по [Глебова, 2020; Мурзин и др., 2013]) /

Fig. 6. Chondrite-normalized [Sun, McDonough, 1989] Rare Earth Element (REE) patterns in hyperbasites. Composition fields: a – serpentinites of the Bedensky massif, b – serpentinites of the Karabash massif (after [Glebova, 2020; Murzin et al., 2013])

Хромшпинелиды обладают составами, несколько выходящими за область «субдукционных» составов на предложенной [Ishii et al., 1992] диаграмме, но вполне отвечающими составам из гипербазитов ряда офиолитовых ассоциаций, например, петрогенетической группы SSZ позднепалеозойских офиолитов Восточной пустыни Египта [Lasheen et al., 2021] (рис. 5-2) или серпентинитовых диапиров фронтальных частей Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг (рис. 5-1). В мезозойских

офиолитах пояса Майари-Баракоа Кубы низкоглиноземистые хромшпинелиды со значением $Cr\#$ в диапазоне от 0,72 до 0,86 [Rui et al., 2022] отождествляются с верхней частью «мантийной колонны».

Выводы

Серпентиниты Беденского массива представлены разновидностями от хризотил-лизардитовых до антигоритовых, состав которых сформирован в ходе эксгумации верхней части «мантийной колонны» офиолитовых перидотитов, о чем свидетельствует хромит-алюмохромитовый состав хромшпинелидов (при отсутствии реликтовых хромпикотитов), и последующей аллометаморфической серпентинизации гарцбургитового протолита, в том числе с участием гидротермальных растворов кислых интрузий. Хризотил-лизардитовая ассоциация замещена существенно хризотиловой, в которой хризотил развивается как за счет лизардита, так и в форме шовных шнуров и прожилков, и, затем, в условиях тектонических деформаций с активным трещинообразованием – хризотил-антигоритовой. Активная циркуляция гидротермальных растворов сопровождалась перераспределением рудных элементов, приводя к развитию метаморфогенно-гидротермальной сульфидно-арсенидной никелевой минерализации, с которой связаны минералы платиновой группы, обогащенные осмием и иридием.

Исходные гипербазиты Беденского массива принадлежат к гарцбургитам преддуговой обстановки палеозойской супрасубдукционной зоны, видимо, отвечающим верхней части офиолитовой «мантийной колонны».

Литература

1. Богущ И.А., Бурцев А.А., Черкашин В.И. Благородные металлы в чёрных сланцах Урупо-Лабинского района Северного Кавказа. // Коллективная монография: Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. V. Грозный: Грозненский рабочий, 2016. – С. 35–40.
2. Брянчанинова Н.И. Серпентины и серпентиниты Полярного Урала. Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.05; 25.00.04 / Брянчанинова Наталья Игоревна. – Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2004. – 44 с.
3. Герасимов В.Ю., Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Попов С.В. Жадеит Беденского серпентинитового массива, Западный Кавказ. // Новые данные о минералах. – 2020. – Т. 54. № 4. – С. 107–112. DOI: 10.25993/FM.2021.54.2020.004.
4. Глебова Н.М. Ультрамафиты Карабашского массива (Южный Урал): минералогия, геохимия, метаморфизм. // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 83. – С. 33–40.
5. Ланда Э.А., Марковский Б.А. Основные геохимические различия пород зональных и альпинотипных массивов: их природа, возможные следствия. // Региональная геология и металлогения. – 2007. – №№ 30–31. – С. 62–73.
6. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Ронкин Ю.Л., Шанина С.Н. Происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале. // Геология рудных месторождений. – 2013. – Т. 55. № 4. – С. 320–341. DOI: 10.7868/S0016777013040059.
7. Омельченко В.Л. О месте пород Блыбского комплекса в домезозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ). // Геотектоника. – 2007. – Т. 41. № 4. – С. 60–70.
8. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г. Поведение платины в гидротермальных условиях. // Вестник ДВО РАН. – 2009. – Т. 25. № 4. – С. 30–37.

9. Попов Ю.В., Пустовит О.Е., Кубрин С.П., Никулин А.Ю. Нижнетебердинский серпентинитовый массив: состав и эволюция (Большой Кавказ). // Геология и геофизика Юга России. – 2022а. – Т. 12. № 3. – С. 18–33. DOI:10.46698/VNC.2022.74.71.002.
10. Попов Ю.В., Пустовит О.Е., Левченко С.В. Геодинамический комплекс апогипербазитов зоны Передового хребта Большого Кавказа. // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. – 2022б. – № 2 (214). – С. 85–92. DOI: 10.18522/1026-2237-2022-2-85-92.
11. Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолитдат, 1952. – 240 с.
12. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. // *Chemical Geology*. – 1994. – Vol. 113. – pp. 191–204.
13. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1984. – Vol. 86. Issue 1. – pp. 54–76. DOI: 10.1007/BF00373711.
14. Földvári M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Budapest, 2011. – 180 p.
15. Ishii T., Robinson P.T., Maekaw H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamount in the Izu-Ogazawara-Mariana forearc, Leg 125. // In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. Leg 125*. College Station, Texas. – 1992. – Vol. 125. – pp. 445–485. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.125.129.1992.
16. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan: Ph.D. thesis. Cardiff University, 2012. – 468 p.
17. Lasheen E.S.R., Saleh G.M., Khaleal F.M., Alwetaishi M. Petrogenesis of Neoproterozoic Ultramafic Rocks, Wadi Ibib–Wadi Shani, South Eastern Desert, Egypt: Constraints from Whole Rock and Mineral Chemistry. // *Applied Sciences*. – 2021. – Vol. 11. Issue 22. – Art. No. 10524. DOI: 10.3390/app112210524.
18. Parada S.G., Markin M.Y., Stolyarov V.V., Shishkalov I.Y. The first chemical-analytical data on the platinum-bearing potential of the Beden serpentinite massif, Karachai-Cherkesiya. // *Doklady Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 454. No 2. pp. 128–130. DOI: 10.1134/S1028334X14020147.
19. Pearce J., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J. and Leat, P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – Vol. 139. – pp. 36–53. DOI: 10.1007/S004100050572.
20. Rui H.C., Yang J.-S., Castro A.I.L., Zheng J.-P., Lian D.Y., Wu W., Mariño Y.V. Ti-poor high-Al chromitites of the Moa-Baracoa ophiolitic massif (eastern Cuba) formed in a nascent forearc mantle. // *Ore Geology Reviews*. – 2022. – Vol. 148. Issue 10. – 144 p.
21. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. // *Geological Society London Special Publications*. – 1989. – Vol. 42. Issue 1. – pp. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

References

1. Bogush I.A., Burtsev A.A., Cherkashin V.I. Noble metals in black shales of the Urup-Labinsky region of the North Caucasus. In: *Collective monograph: Modern problems of geology, geophysics and geoecology of the North Caucasus*. Vol. 5. Grozny. Groznensky Rabochy. 2016. pp. 35–40. (In Russ.)
2. Bryanchanova N.I. Serpentinities and Serpentinities of the Polar Urals. The abstract of the dissertation of Dr. geol.-mineral. science. 25.00.05, 25.00.04. Syktyvkar. Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural RAS. 2004. 44 p. (In Russ.)
3. Gerasimov V.Yu., Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Popov S.V. Jadeite of the Beden Serpentine Massif, Western Caucasus. *New Data on Minerals*. 2020. Vol. 54. No. 4. pp. 107–112. DOI: 10.25993/FM.2021.54.2020.004. (In Russ.)

4. Glebova N.M. Ultramafic rocks of the Karabash Massif (South Urals): mineralogy, geochemistry, metamorphism. *Regional Geology and Metallogeny*. 2020. No. 83. pp. 33–40. (In Russ.)
5. Landa E.A., Markovskiy B.A. The main geochemical differences of rocks of zonal and alpine-type massifs: their nature, possible consequences regional. *Geology and Metallogeny*. 2007. Nos. 30-31. pp. 62–73. (In Russ.)
6. Murzin V.V., Varlamov D.A., Ronkin Y.L., Shanina S.N. Origin of au-bearing rodingite in the Karabash massif of Alpine-type Ultramafic Rocks in the Southern Urals. *Geology of Ore Deposits*. 2013. Vol. 55. No. 4. pp. 278–297. DOI: 10.7868/S0016777013040059. (In Russ.)
7. Omelchenko V.L. On the position of the Blybsky rocks complex in the Pre-Mesozoic structure of the Peredovoy Range Zone (North Caucasus). *Geotectonics*. 2007. Vol. 41. No. 4. pp. 60–70. (In Russ.)
8. Plyusnina L.P., Likhoidov G.G. Platinum Behavior under Hydrothermal Conditions. *Bulletin of the Far Eastern Branch of RAS*. 2009. Vol. 25. No. 4. pp. 30–37. (In Russ.)
9. Popov Yu.V., Pustovit O.E., Kubrin S.P., Nikulin A.Yu. Nizhneteberdinskiy serpentinite massif: composition and evolution (Greater Caucasus). *Geology and geophysics of Russian South*. 2022. Vol. 12. No. 3. pp. 18–33. DOI: 10.46698/VNC.2022.74.71.002. (In Russ.)
10. Popov Yu.V., Pustovit O.E., Levchenko S.V. Geodynamic complex of apohyperbasites of the zone of the Peredovoy ridge of the Greater Caucasus. *Bulletin of higher educational institutions. (In: Proceedings Izvestiya vuzov) North Caucasus region. Natural sciences*. 2022. No. 2. Issue 214. pp. 85–92. DOI: 10.18522/1026-2237-2022-2-85-92. (In Russ.)
11. Sobolev N.D. Ultrabasic rocks of the Greater Caucasus. Moscow. Gosgeolizdat. 1952. 240 p. (In Russ.)
12. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*. 1994. Vol. 113. pp. 191–204.
13. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. Vol. 86. Issue 1. pp. 54–76. DOI: 10.1007/BF00373711.
14. Földvári M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Budapest. 2011. 180 p.
15. Ishii T., Robinson P.T., Maekaw H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamount in the Izu-Ogazawara-Mariana forearc, Leg 125. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. Leg 125*. College Station, Texas. 1992. Vol. 125. pp. 445–485. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.125.129.1992.
16. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan: Ph.D. thesis. Cardiff University. 2012. 468 p.
17. Lasheen E.S.R., Saleh G.M., Khaleal F.M., Alwetaishi M. Petrogenesis of Neoproterozoic Ultramafic Rocks, Wadi Ibib–Wadi Shani, South Eastern Desert, Egypt: Constraints from Whole Rock and Mineral Chemistry. *Applied Sciences*. 2021. Vol. 11. Issue 22. Art. No. 10524. DOI: 10.3390/app112210524.
18. Parada S.G., Markin M.Y., Stolyarov V.V., Shishkalov I.Y. The first chemical-analytical data on the platinum-bearing potential of the Beden serpentinite massif, Karachai-Cherkesiya. *Doklady Earth Sciences*. 2014. Vol. 454. No. 2. pp. 128–130. DOI: 10.1134/S1028334X14020147.
19. Pearce J., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J. and Leat, P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2000. Vol. 139. pp. 36–53. DOI: 10.1007/S004100050572.
20. Rui H.C., Yang J.-S., Castro A.I.L., Zheng J.-P., Lian D.Y., Wu W., Mariño Y.V. Ti-poor high-Al chromitites of the Moa-Baracoa ophiolitic massif (eastern Cuba) formed in a nascent forearc mantle. *Ore Geology Reviews*. 2022. Vol. 148. Issue 10. 144 p.
21. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*. 1989. Vol. 42. Issue 1. pp. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.