ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.47+551.243.4 (470.621)
DOI: 10.23671/VNC.2019.4.44487

Оригинальная статья

Минеральный состав серпентинитов тектонического меланжа Даховского кристаллического выступа (Большой Кавказ)

Ю.В. Попов [1], к.г.-м.н., А.В. Жабин [2], к.г.-м.н., О.Е. Пустовит [3]

[1]Южный федеральный университет, Россия, 344103, г. Ростов-на-Дону, ул. Р. Зорге, 40, e-mail: popov@sfedu.ru;

[2]Воронежский государственный университет, Россия, 394006, г. Воронеж, Университетская площадь, 1;

[3]ООО «ГеоБазисПроект», Россия, 344018, г. Ростов-на-Дону, ул. Текучева, д. 139, корпус в, офис 7

Статья поступила: 30.10.2019, после рецензирования: 19.11.2019, принята к публикации: 26.11.2019

Аннотация: Актуальность работы. Северный фланг Даховского кристаллического выступа, входящего в состав тектонической зоны Передового хребта Большого Кавказа, представлен тектоническим меланжем. В объекте исследования – серпентинитах тектонического меланжа выделены минеральные ассоциации лизардит-хризотиловой и антигоритовой стадий метасоматической серпентинизации. **Цель работы** – изучение минерального состава серпентинитов с привлечением комплекса современных инструментальных методов анализа. Методы: электронно-зондовые исследования микроструктуры и элементного состава, волнодисперсионный анализ, рентгенофазовый анализ, синхронный термический анализ. **Результаты работы.** Лизардит идентифицирован методами синхронного термического анализа и электронно-зондового микроанализа. На его широкое развитие указывают эндотермические эффекты в интервале температур ~640–660°С и характерная микропетельчатая структура с секторальным строением ячеек. Ранние генерации серпентинов представлены замещающим оливин лизардитом. Лизарит-хризотиловые разновидности (преобладающие среди серпентинитов меланжа) сложены лизардитовыми ячейками и шовными шнурами и прожилками хризотила. Антигоритовые разности приурочены к участкам интенсивной дислоцированности; антигорит участвует в образовании крупнопетельчатой структуры, а также образует агрегаты с лизардитом и хризотилом. На участках развития антигноритовых серпентинитов вдоль границ пластин серпентинитов наблюдается развитие хлорит-тремолитовых пород. С серпентинами ассоциируют хлориты (клинохлор), хромшпинелиды, сер- пентинизированные пироксены, амфиболы (тремолит), флогопит, апатит, Y-ксенотим, Nd-La-Ce монацит, пентландит, пирротин; в срастаниях с вторичным магнетитом отмечается миллерит и зигенит. Отсутствие брусита указывает на метасоматическую серпентинизацию в условиях высокой активности кремнезема и выноса значительной части магния. Первичные хромшпинелиды (хромпикотиты) несут выраженные признаки вторичных изменений (образование зональности с постепенным изменением состава от обогащенного хромом ядра к обогащённой железом и алюминием оторочке, развитие прожилков и оторочек вторичного хроммагнетита), указывающие на перекристаллизацию в условиях относительно низкой температуры и воздействия гидротермальных насыщенных кремнеземом растворов. Серпентинитовый меланж начал формироваться на позднегерцинском этапе развития территории после становления гранодиоритовой фазы маклинского комплексасинхронно с внедрением по зонам развивающихся хрупких деформаций в кристаллических породах малых интрузий малкинских гранитов (последующие деформации привели к их включению в серпентинитовую массу в виде тектонических блоков). Серпентинизация происходила под воздействием низкотемпературной щелочной обогащенной кремнеземом и алюминием флюидно-гидротермальной системы, сопряженной с завершающей стадией развития очага позднепалеозойского коллизионного гранитоидного магматизма.

Ключевые слова: Даховский выступ, серпентинитовый меланж, серпентинит, лизардит, хромшпинелиды.

Для цитирования: Попов Ю.В., Жабин А.В., Пустовит О.Е. Минеральный состав серпентинитов тектонического меланжа Даховского кристаллического выступа (Большой Кавказ). Геология и Геофизика Юга России. 2019. 9(4): 38-48. DOI: 10.23671/VNC.2019.4.44487.

GENERAL AND REGIONAL GEOLOGY

DOI: 10.23671/VNC.2019.4.44487

Original paper

Mineral composition of serpentinites of the tectonic melange of the Dakhovsky crystalline protrusion (Greater Caucasus)

Yu.V. Popov [1], A.V. Zhabin [2], O.E. Pustovit [3]

[1]Southern Federal University, 40 R. Zorge Str., Rostov-on-Don 344103, Russian Federation, e-mail: popov@sfedu.ru;

[2]Voronezh State University, 1 Universitetskaya pl., Voronezh 394006, Russian Federation;

[3]GeoBazisProect Ltd, 139 building B, office 7, Tekucheva Str., Rostov-on-Don 344018, Russian Federation

Received: 30.10.2019, revised: 19.11.2019, accepted: 26.11.2019

Abstract: Relevance. The northern flank of the Dakhovka crystalline protrusion, which is the part of the tectonic zone of the Forefront of the Greater Caucasus, is represented by tectonic melange. In tectonic melange serpentinites, which are the object of research, mineral associations of lysardite-chrysotile and antigorite metasomatic serpentinization stages are identified. A**im.** To study the mineral composition of serpentinites using a complex of modern instrumental methods of analysis. **Methods.** Electron probe explorations of the microstructure and elemental composition, wave dispersive analysis, x-ray phase analysis, synchronous thermal analysis. **Results.** Lizardite is identified by synchronous thermal analysis and electron probe microanalysis. Its wide development is indicated by endothermic effects in the temperature range of ~ 640–660 ° C and a characteristic micropelate structure with a sectoral cell structure. Early serpentine generations are represented by lizardite that is replacing olivine. Lysarite-chrysotile varieties (prevailing among melange serpentinites) are composed of lizardite cells and suture lines and veins of chrysotile. Antigorite differences are confined to areas of intense dislocation; antigorite is involved in the formation of a large-looped structure, and also forms aggregates with lizardite and chrysotile. Chlorite-tremolite rocks are observed in the sites of the development of anti-ignorant serpentinite along the boundaries of serpentinite plates. Chlorites (clinochlor), chrome spinels, serpentinized pyroxenes, amphiboles (tremolite), phlogopite, apatite, Y-xenotime, Nd-La-Ce monazite, pentlandite, and pyrrhotite are associated with serpentines; in intergrowths with secondary magnetite, millerite and zygenite are noted. The absence of brucite indicates metasomatic serpentinization under conditions of high activity of silica and the removal of a significant part of magnesium. Primary chromic spinels (chrompicotites) bear pronounced signs of secondary changes (formation of zoning with a gradual change in composition from a chromium-enriched core to an iron and aluminum-enriched rim, development of veins and rims of secondary chrome magnetite), indicating recrystallization under relatively low temperature conditions and exposure to hydrothermal saturated silica solutions. Serpentinite melange began to form at the late Hercynian stage of territory development after the formation of the granodiorite phase of the Macklin complex asynchronously with small intrusions of Malkin granites in brittle deformation zones of crystalline rocks (subsequent deformations led to their inclusion in the serpentinite mass in the form of tectonic blocks). Serpentinization took place under the influence of a low-temperature alkaline enriched silica and aluminum fluid-hydrothermal system associated with the final development stage of the focus of Late Paleozoic collisional granitoid magmatism.

Keywords: Dahovsky massif, serpentinite melange, serpentinite, lizardite, chromespinelide.

For citation: Popov Yu.V., Zhabin A.V., Pustovit O.E. Mineral composition of serpentinites of the tectonic melange of the Dakhovsky crystalline protrusion (Greater Caucasus). *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. 2019. 9(4): 38-48. (In Russ.) DOI: 10.23671/VNC.2019.4.44487.

Даховский выступ кристаллиникума Большого Кавказа в бассейне р. Белой входит в систему Шахан-Аибгинско-Даховской докелловейской складчато-разрывной зоны, рассматриваемой как аллохтонный блок герцинских комплексов грабен-синклинория Передового хребта [Государственная геологическая карта…, 2004] (рис. 1). Кристаллический выступ сложен метаморфической толщей амфиболит-гнейсового балканского комплекса, условно относимой к верхнему протерозою и несущей признаки формирования в условиях повышенного давления [Кориковский и др., 2004].

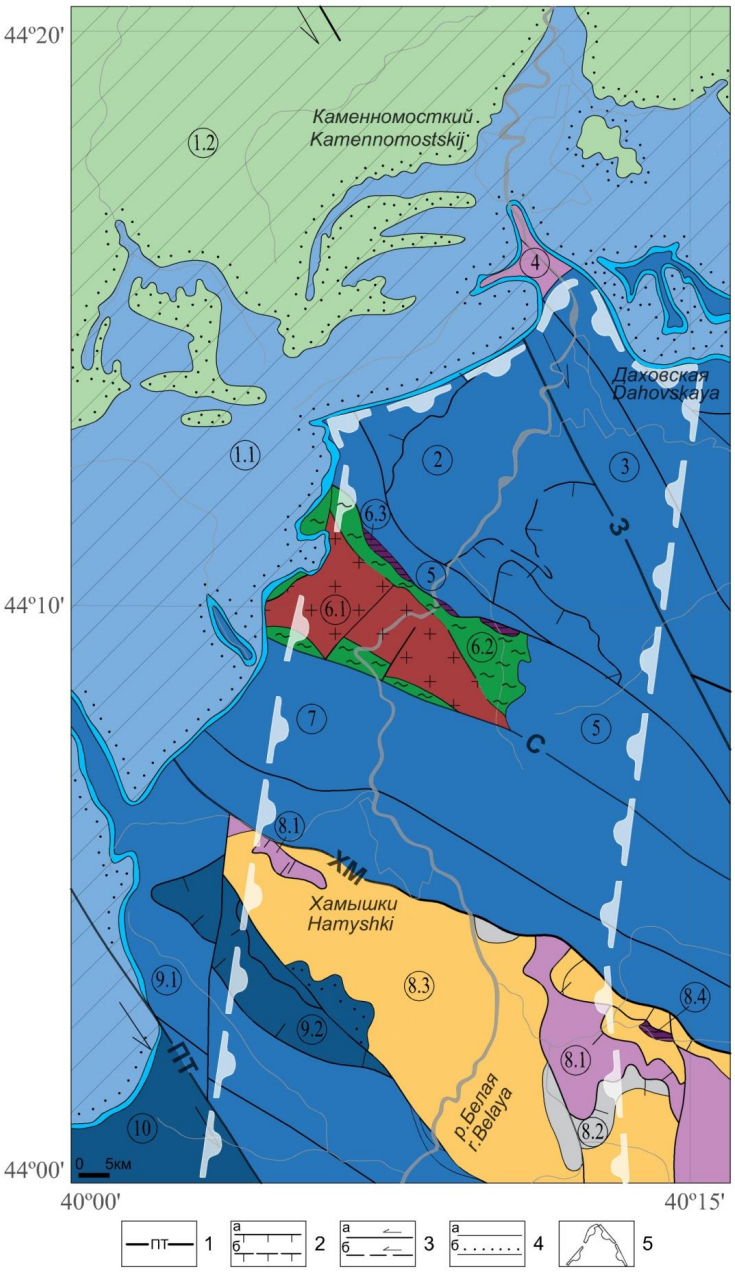

Рис. 1. Тектоническая схема территории.

Условные обозначения: 1 – главные разрывные нарушения (ПТ – Пшекиш-Тырныаузский, ХМ – Хамышкинский, З – Заканский, С – Северный разломы); 2 – надвиги: а – достоверные, б – предполагаемые; 3 – сдвиги: а – достоверные, б – предполагаемые; 4 – границы структур: а – согласные, б – несогласные; 5 – Шахан-Аибгинско-Даховская складчато-разрывная зона. Геологические структуры, обозначенные на схеме: 1 – Северо-Кавказская моноклиналь: 1.1. – область развития келловей – верхнеюрских пород, 1.2. – область развития меловых пород; 2–7 – Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости: 2 – Догуакская покровно-складчатая зона (J_{1-2}), 3 – Сахрайская зона сдвигово-надвиговых дислокаций (J_{1-2}), 4 – Руфабгинский выступ (гранитоидный массив, PZ_{2-3} ; осадочный комплекс, T); 5 – Даховская антиклиналь; 6 – Даховский выступ: 6.1 – гранитоидный массив (PZ_{2-3}), 6.2. – метаморфическая толща балканского комплекса (PR_2?), 6.3 – серпентиниты апогипербазитовые (PR_2?); 7 – Дудугушская синклиналь; 8-9 – Пшекиш-Тырныаузская шовная зона: 8 – Пшекиш-Бамбакский блок: 8.1 – Ацгаринский покров, 8.2 – Кишинский параавтохтон, сероцветная моласса (C_3); 8.3 – Кишинский параавтохтон, красноцветная моласса (P_{1-2}); 8.4 - серпентиниты апогипербазитовые (PR_2?); 9 – Архыз-Гузерипльская депрессия: 9.1 – Гузерипльская синклиналь (J_{1-2}), 9.2 – тектонический покров (J_1); 10 – Складчато-глыбовое понятие Главного хребта, Псеашхинская депрессия (J_{1-2}). /

Fig. 1. Tectonic diagram of the territory.

The Legend: 1 – main faults (ПТ – Pschekish-Tyrnyauz, ХМ – Khamishnkinskiy, З – Zakanskiy, C – North faults); 2 – thrust-faults: a – veracious ones; б – estimated ones; 3 – strike-slip faults: a – veracious ones;б – estimated ones; 4 – structure boundaries: a – concordant; б – discordant; 5 – Shachan-Aibginsko-Dakhovskaya fold-fracture zone. Geological structures: 1 – Norh Caucasian monocline: 1.1. – Callovian-Upper Jurassic rock development area; 1.2. – Cretaceous rock development area; 2-7 – Labino-Malkinsky intermittent folding zone: 2 – Doguakskaya integumentary folding zone; 3 – Sakhrayskaya shear-thrust dislocation zone; 4 – Rufabginskiy ledge (granitoid diastrophic block, PZ_{2-3}, sedimentary complex, T); 5 – Dakhovksaya anticline; 6 – Dakhovskiy ledge: 6.1 – granitoid diastrophic block (PZ_{2-3}); 6.2. – metamorphic series of Balkan complex (PR_2?), 6.3 – apogiperbasite serpentines (PR_2?); 7 – Dudugush syncline; 8-9 – Pschekish-Tyrnyauz suture area: 8 – Pschekish-Bambakskiy block: 8.1 – Azgara cover, 8.2 – Kishinskiyparaatochtone cover, gray molasses (C_3); 8.3 – Kishinskiyparaatochtone cover, red molasses (P_{1-2}); 8.4. - apogiperbasite serpentines (PR_2?); 9 – Arhyz-Guzeripl depression: 9.1. – Guzeriplsincline (J_{1-2}), 9.2. – tectonic cover (J_1); 10 – The folded-block elevation of the Main Ridge, Pseashikhinsk depression (J_{1-2}).

Метаморфическая толща вмещает полифазный гранитоидный массив, породы которого прослеживаются и под покровом мезозойских осадочных толщ. Породы массива охарактеризованы проблематичными абсолютными датировками. K-Ar датировки диоритов и плагиогранитов, полученные по валовым пробам или одному из темноцветных минералов, дают широкий интервал значений 650–425 млн лет, образующих основную площадь массива гранодиоритов – 470–460 млн

лет, фациально связанных с гранодиоритами пегматоидных гранитов – 470 млн лет по биотиту и 440-430 млн.лет по полевым шпатам [Лебедько, 1980]. Наряду с этими датировками известны и более «молодые» значения, полученные K-Ar методом в разных лабораториях: 287±10 млн лет для плагиогранитов по биотит-роговообманковой фракции [Шенгелиа, 1972] и 301±10 млн лет для гранодиоритов по роговой обманке [Somin et al., 2007]. Для этих фаз типично, с одной стороны, присутствие ксенолитов, шлиров и ксенокристаллов меланократовых пород вмещающего метаморфического комплекса, что может приводить к удревнению датировок, с другой, наложенный метасоматический бластез. Время формирования последующих фаз устанавливается более определённо. Абсолютные датировки гранитов заключены в интервале 360–320 млн лет, что близко к большинству датировок метаморфического комплекса [Шенгелиа и др., 1991]; ранее значение можно рассматривать как близкое к времени завышения герцинского регионального метаморфизма, позднее – к времени тектонического подъёма консолидированного массива к поверхности. На смежной территории в структуре Сахрайско-Блыбского горста время внедрения плагиогранитов, несущих явные признаки наложенного регионального метаморфизма, определяется интервалом 400-460 млн лет, пика регионального метаморфизма – 376 млн лет [Шенгелиа и др., 1991]. Для малых интрузий лейкократовых гранитов получены датировки 250–190 млн лет [Лебедько, 1980], видимо, отражающие завершение гидротермально-метасоматической переработки кристаллических пород. Анализ геологического строения указывает на отсутствие в пределах массива геологических индикаторов дискретности процессов гранитообразования [Попов, 2005] – даек гранитов или лампрофиров, внедрившихся между гранитоидными сериями, признаков регионального метаморфизма ранних фаз внедрения. Согласно современным представлениям, в составе Даховского массива выделяются среднепалеозойский даховский плагиогранит-диоритовый плутонический комплекс и верхнепалеозойский малкинский гранитовый плутонический комплекс [Государственная геологическая карта…, 2004].

На северном фланге выступа выделяется тектоническая зона с внутренним строением меланжевого типа, включающая (с юга на север) три подзоны: мегабрекчий (шириной 150–200 м), серпентинитового меланжаполимиктового типа (до 300 м), полимиктового терригенного меланжа (более 800 м) [Ненахов и др., 2019]. В зоне мегабрекчий преобладают блоки кристаллических пород (метапород, гранодиоритов), при этом наблюдается наследование межблоковых трещин дайками позднепалеозойских гранитов малкинского комплекса (рис. 2-I), указывающее на проявление позднегерцинского этапа деформаций в шовной зоне. Примечательна также насыщенность гранитов, примыкающих к Северному разлому (ограничивающему Даховский выступ с юга), ксенолитами массивных роговообманковых пород, сохраняющих ромбовидные формы (рис. 2-II, III), свидетельствующая об интенсивном дроблении кристаллических пород и на южном фланге выступа. Серпентинитовый меланж образует прослеживающуюся вдоль северного края Даховского выступа полосу выходов от среднего течения р. Сюк через приустьевую часть р. Липовой на левобережье р. Белой в руч. Колесникова и среднее течение р. Догуако.

Апогипербазитовые серпентиниты представляют собой породы от светло-зелёного до тёмно-серого цвета, разбитые на пластины и линзы разного размера, интенсивно перемятые. Возраст серпентинитов на основании проблематичных K-Ar датировок принимается условно как верхнепротерозойский. Среди серпентинитов присутствуют тектонические блоки разного размера и состава: пластины амфиболитов и амфиболовых гнейсов мощностью до 10 м, линзовидные и округлые включения-обдавыши амфиболитов, родингитов разного минерального состава [Попов, Пустовит, 2019], гранитоидов (рис. 2). Апогипербазиты секутся дайками малкинских гранитов, которые, в свою очередь, подверглись дроблению в составе меланжа и встречаются в форме блоков-обдавышей среди серпентинитов (рис. 2-IV, 2-V). Экзоконтакты малых интрузий представлены маломощными зонами закалки; редко вдоль контактов наблюдаются тонкие зоны отальковання. Севернее развита подзона терригенного меланжа, в структурном плане отвечающая Догуакской покровно-складчатой зоне. На поверхности она представлена нижне-среднеюрскими толщами, разбитыми на несколько пластин, границы между которыми трассируются зонами рассланцевания.

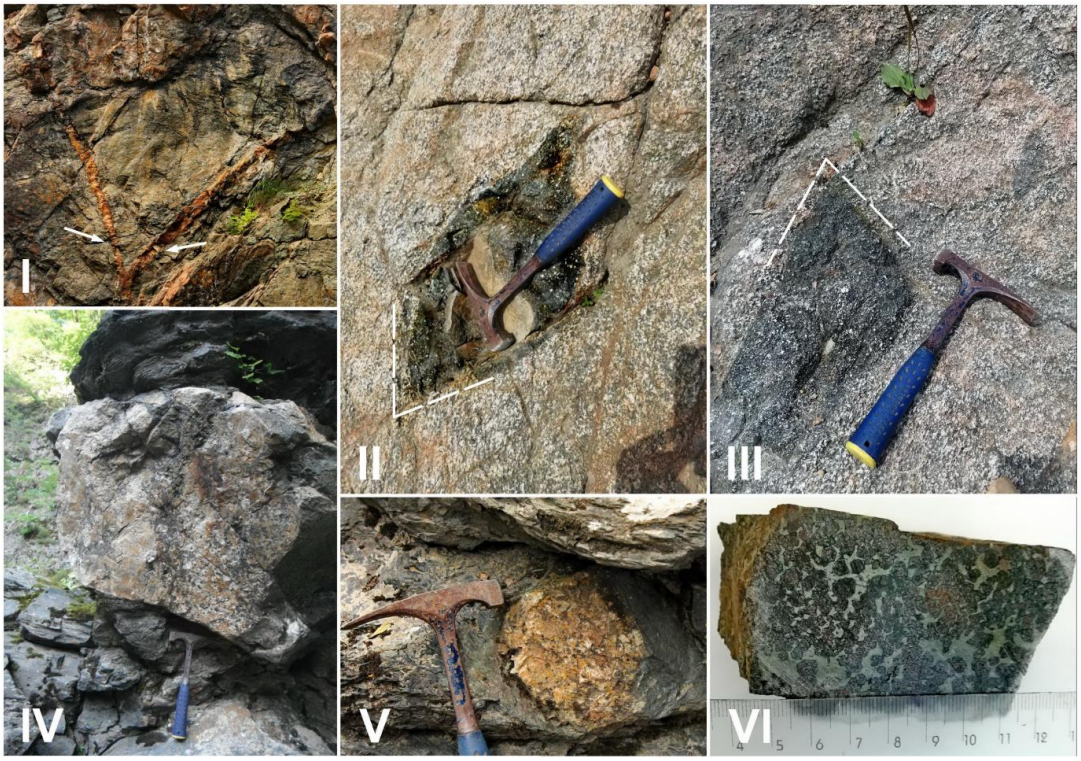

Рис. 2. Некоторые особенности строения тектонического меланжа: I – наследование межблоковых границ дайками лейкогранитов малкинского комплекса в зоне мегабрекчий; II, III – ромбовидные ксенолиты роговообманковой породы в гранитах (приустьевая часть р. Сибирь); IV – фрагмент дайки малкинских гранитов среди серпентинитов; V – фрагмент блока-обдавыша лейкократовых гранитов даек малкинского комплекса среди серпентинитов; VI – образец гранатсодержащего родингита из серпентинитов. /

Fig. 2. Some features of structure of the tectonic mélange: I – inheritance of inter-block boundaries by dykes of leukogranites of the Malkinsky complex in the megabreccia zone; II, III – diamond-shaped xenoliths of hornblende rocks in granites (the estuary part of the Siberia River); IV – a fragment of a dyke of Malka granites among serpentinite; V is a fragment of the block-loosening leucocratic granites of dykes of the Malkinsky complex among serpentinite; VI – a sample of garnet-containing rodingite from serpentinite.

Важную информацию о развитии тектонического меланжа северного фланга Даховского выступа несут серпентиниты. Их минеральный состав изучался с начала XX века методами оптической петрографии при тематических исследованиях (Н.И. Безбородко, Н.Е. Ефремов, А.Г. Кобилев, Е.Н. Дьяконова-Савельева, Н.Д. Соболев и др.) и входе геологосъёмочных работ (под руководством Д.И. Выдрина, В.Г. Рихтера, В.П. Грицкевич, В.Г. Буторина, А.С. Кандаурова, Е.И. Коваленко, В.К. Филипова, Е.В. Мерончука, С.Г. Корсакова и др.). Всеми авторами их состав определялся как хризотил-антигоритовый с присутствием бастита (от ~3% до ~18%), идденгсита-боулингита (~5%), реликтового пироксена, выделялись хризотиловые, хризотил-антигоритовые и антигоритовые разновидности. По химическому и минеральному составу они близки к ультрабазитам, ассоциирующим с кристаллическими толщами других районов Передового хребта, и отнесены к гарцибургитовым альпинотипным ультрабазитам континентальных областей [Снежко, 1985].

Авторами проведено изучение минерального состава серпентинитов с привлечением комплекса современных инструментальных методов анализа. Электронно-зондовые исследования микроструктуры и элементного состава выполнено на растровом электронном микроскопе TescanVEGA II LMU, оснащенном системами энергодисперсионного микроанализа INCA ENERGY 450/XT и волнодисперсионного анализа INCAWave 700. Исследовались полированные аншлифы напыленные углеродом. Рентгенофазовый анализ проведен на дифрактометре рентгеновском общего назначения «ДРОН-7». Синхронный термический анализ выполнен на приборе NETZSCH STA 449C «Jupiter» в воздушной динамической и гелиевой атмосфере при скорости нагрева 10°C/мин в интервале 50–1000°C; использовались корундовые тигли с крышкой. Исследование в гелиевой атмосфере совмещалось с качественным анализом состава и динамики выделения газов на совмещённом с прибором STA ква-

друпольном масс-спектрометре QMS 403C «Aeolos». Работы выполнены в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Центр исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» Южного федерального университета (г. Ростов-на-Дону).

Результаты синхронного термического анализа серии образцов серпентинитов выявляют эндотермические эффекты в интервале температур ~640–660°C и ~760°C (в гелиевой атмосфере первый из эффектов смещается в более низкотемпературную область ~620–650°C), связанные с дегидратацией (рис. 3), и экзоэффект ~819–822°C, вызванный кристаллизацией пироксенов. Смещение диагностического эндоэффекта дегидратации в область относительно пониженных для серпентинов температур (менее 670°C) указывает на существенно лизардитовый состав апогипербазитов [Földvári, 2011; Trittschack, Grobéty, 2012; Брянчанинова и др., 2017; Zulumyan et al., 2018].

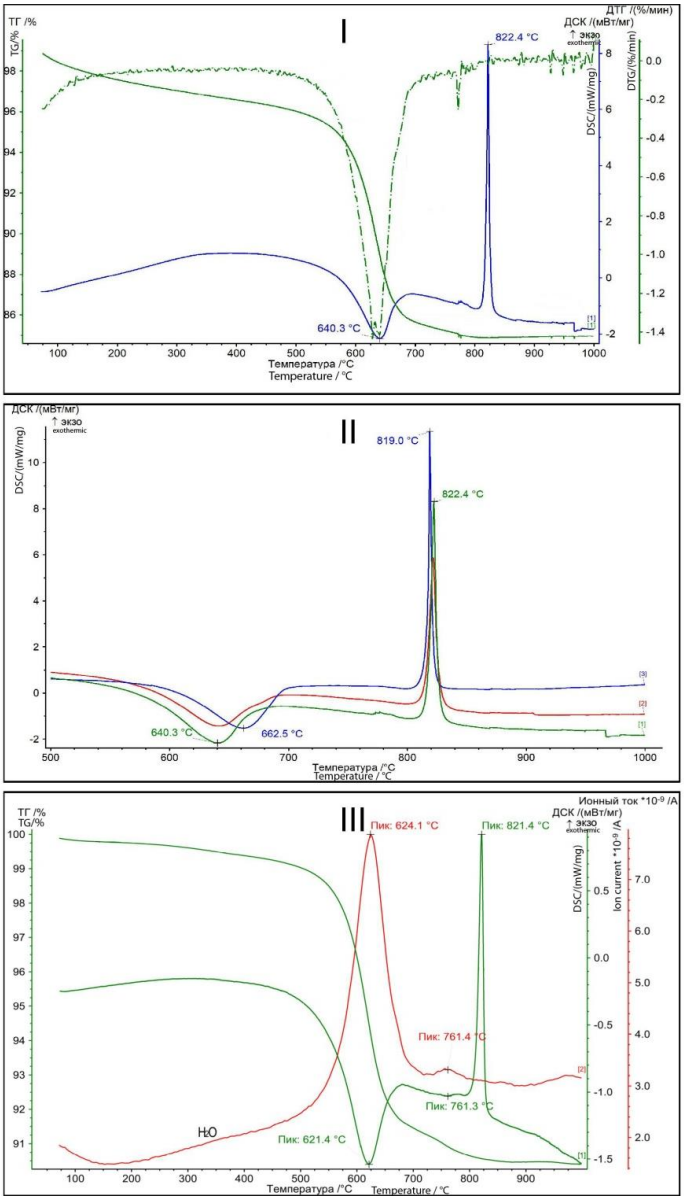

Рис. 3. Результаты синхронного термического анализа (STA) серпентинитов: I – лизардит-хризотиловый серпентинит (воздушная атмосфера); II – сопоставление результатов STA образцов лизардит-хризотиловых серпентинитов, кривые ДСК (воздушная атмосфера); III – результаты STA в гелиевой атмосфере, совмещенные с масс-спектрометрическим анализом динамики выделения H_2O. /

Fig. 3. Simultaneous Thermogravimetry – Differential Scanning Calorimetry(STA) of serpentines: I – lyzardite-chrysotile serpentine (air atmosphere); II – STA results comparison of samples of lyzardite-chrysotile serpentine DSC curves (air atmosphere); III – STA results in a helium atmosphere combined in mass spectrometric analysis of the dynamics of H_2O emission.

Структура серпентинитов сложная петельчатая, сочетающаяся с наложенной катакластической разных порядков, местами спутанноволокнистая. Микропетельчатая структура представлена петельками размером ~0,5–2,0 мм с выраженным секторальным полигональным строением (рис. 4-I). Сектора сложены почти изотропным серпентином или серпофитом (иногда с идденгситом); между секторами развивается серпентин со слабо выраженной зеленовато-желтой окраской и слабо проявленным плеохроизмом. Результаты электронно-зондового микроанализа указывают на обогащенность внутренних частей железом и никелем: содержание железа составляет до 4-5 вес.%, никеля – до 0,5-0,7 вес.%. Петлис секторальным строением обрамляются выделениями вторичного магнетита (рис. 4-II, III). Эта ранняя генерация серпентинов представлена замещающим оливин лизардитом. Переход α → β-лизардит придает секторам «облачное» строение с обособлением участков размером 0,05-0,3 мм в разной мере обогащенных железом (рис. 4-V); выделение железа из кристаллических решеток α-лизардита определяет развитие тонкокристаллического магнетита (что является типоморфным признаком β-лизардита) [Варлаков, 1998]. Наряду с железом отмечается и вынос никеля.

Более крупные шовные шнуры и прожилки с поперечно- и продольно-волокнистым строением облекают микропетельчатые агрегаты с секториальными ячейками размером до 1 мм (образованными псевдоморфно по зернам оливина и унаследовавшими реликтовую идиоморфнокристаллическую полигональную структуру), они сложены хризотилом, ассоциирующим с магнетитом. Хризотиловые шнуры имеют бóльшую железистость по сравнению с β-лизардитом (рис. 4-V). Эта генерация серпентина присутствует во всех серпентинитах Даховского выступа и является в большинстве выходов ведущим минералом; замещает лизардит и образует срастания с ним в виде тончайших пластинок.

Антигорит, образующий третью генерацию серпентинов, присутствует в разном количестве (вплоть до образования антигоритовых разностей с содержанием этого минерала 70–75%). Он участвует в формировании крупнопетельчатой структуры, а также образует листоватые агрегаты с лизардитом и хризотилом (рис. 4-VI). Преимущественное развитие имеет в интенсивно катализированных зеленовато-желтых хризотил-антигоритовых серпентинитах, заключающих линзовидные фрагменты темно-серых или черных лизардит-хризотиловых разностей.

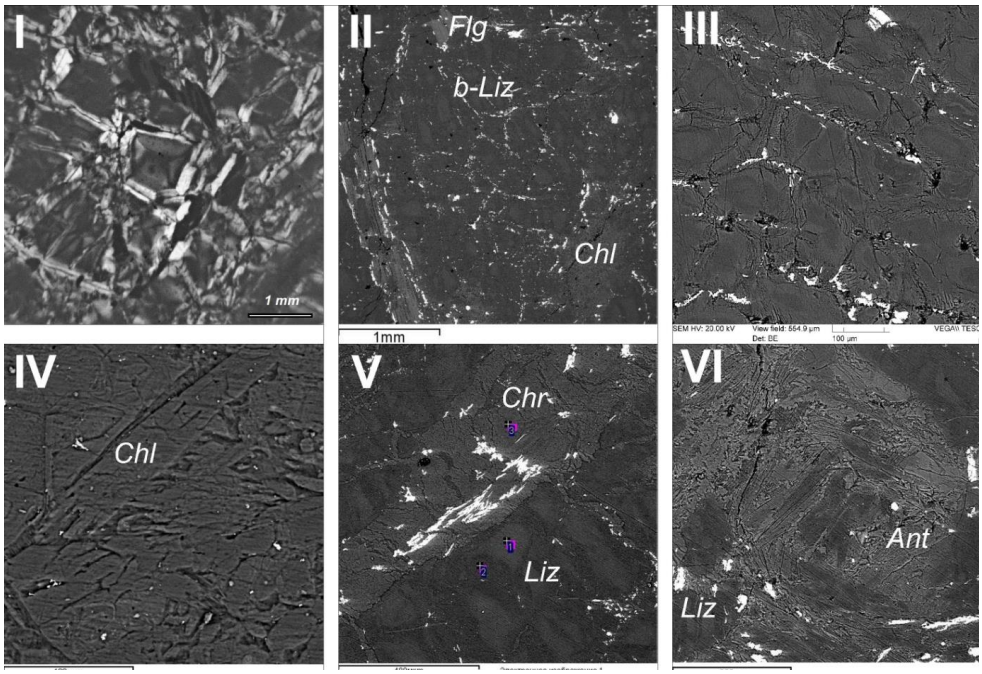

Рис. 4. Строение серпентинитов: I – мелкопетельчатая секториальная реликтовая полигональная структура (ячейки выполнены лизардитом, шовные зоны – хризотилом), оптический микроскоп; II – типичное строение породы, по контурам лизардитовых агрегатов развит магнетит и хризотил; III – мелкопетельчатая структура; оттенками выделяются участки с разным содержанием железа (контраст BSE); IV – хлорит среди серпентиновой массы; V – шнуры хризотила, заключающего магнетит и лизардит (содержание Fe в вес.% в указанных местах анализа: 1 – 3,1%, 2 – 2,1%, 3 – 2,9%); VI – агрегат антигорита и более ранних серпентинов. Изображения II-VI получены в обратно-рассеянных электронах (BSE). Обозначения минералов: Liz – лизардит (a – α-лизардит, b – β-лизардит), Chr – хризотил, Ant – антигорит, Chl – хлорит, Flg – флогопит. /

Fig. 4. The structure of serpentinites: I – small-loop sectorial relict polygonal texture (cells made of lizardite, suture zones with chrysotile), optical microscope; II – typical structure of rock, magnetite and chrysotile are developed along the contours of lizardite aggregates; III – small-looped texture; shades highlight areas with different iron contents (BSE contrast); IV – chlorite among the serpentine mass; V – cords of chrysotile containing magnetite and lysardite (Fe content in wt.% In the indicated places of analysis: 1 – 3.1%, 2 – 2.1%, 3 – 2.9%); VI – an aggregate of antigorite and earlier serpentines. Images II-VI obtained in backscattered electrons (BSE). Designations of minerals: Liz – lysardite (a – α-lysardite, b – β-lysardite), Chr – chrysotile, Ant – antigorite, Chl – chlorite, Flg – phlogopite.

В ассоциации с серпентинами встречаются (идентифицированные методами рентгенофазового анализа и электронно-зондового микроанализа) хлориты (клинохлор), хромшпинелиды, серпентинизированные пироксены, амфиболы, флогопит. Основные акцессорные минералы – апатит, Y-ксенотим, Nd-La-Ce монацит, пентландит, пирротин. В срастаниях с вторичным магнетитом (в агрегатах размером ~50 мкм) отмечается миллерит и зигенит.

Клинохлор является наиболее распространённым второстепенным минералом, замещает, наряду с серпентином, пироксены. Неизменённые пироксены не встречены в изученных образцах. Амфиболы представлены тремолитом с составом изменяющимся в диапазоне $(Ca_{1.86}Fe_{0.14})_{2.0}(Mg_{4.78}Fe_{0.19}Mn_{0.02}Cr_{0.01})_{5.0}[(Si_{7.85}Al_{0.15})_{8.0}O_{22}](OH)_{2.0}$ - $(Ca_{1.81}Fe_{0.19})_{2.0}(Mg_{4.85}Fe_{0.13}Mn_{0.01}Cr_{0.01})_{5.0}[(Si_{7.88}Al_{0.12})_{8.0}O_{22}](OH)_{2.0}$, ассоциируют с хлоритом и серпентином; отмечаются в форме сноповидных агрегатов (с клинохлором) по плоскостям скольжения в серпентинитах. Флогопит присутствует фрагментарно в форме относительно крупных не затронутых существенными вторичными изменениями листочков. Хромшпинелиды по составу соответствуют хромпикотитам, в среднем отвечают составу $(Fe_{0.55}Mg_{0.44}Zn_{0.01})_{1.00}(Cr_{1.51}Al_{0.39}Fe_{0.10})_{2.00}O_4$, несут выраженные признаки вторичных изменений, проявленные в образовании прожилков и оторочек вторичного хроммагнетита (рис. 5) и образовании зональности с постепенным изменением состава от обогащенного хромом ядра к обогащённой железом и алюминием оторочке (рис. 5-III).

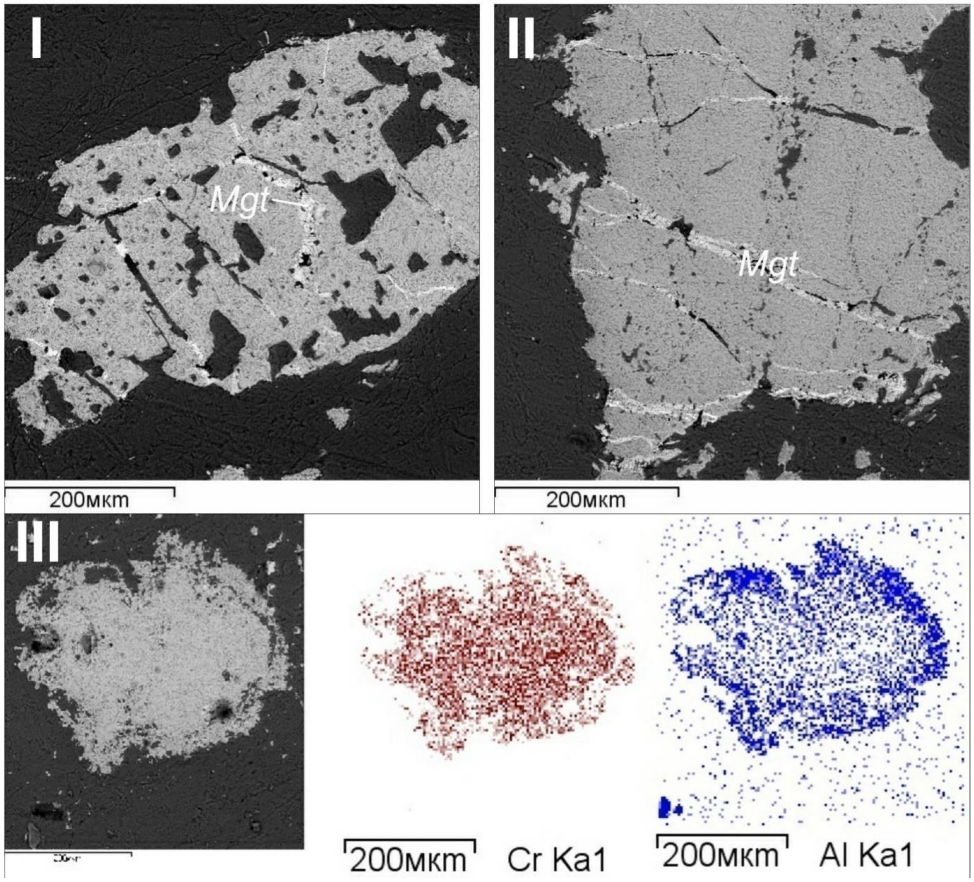

Рис. 5. Хромшпинелиды серпентинитов: I, II – прожилки хроммагнетита (Mgt) в хромпикотите; III – карты распределения Cr и Al в хромпикотите. /

Fig. 5. Crome-spinellids from serpentinites: I,II – Cr-magnetitein crome-spinellid, III – distribution cards Cr and Al in crome-spinellid.

Породы рассечены тонкими прожилками офит-тальк-актинолит-магнетит-пиритового, тальк-магнетит-хлорит-карбонатного, барит-карбонатного состава, образованными наложенными гидротермальными процессами. На тектонических контактах с гранитоидами малкинского комплекса присутствуют линзовидные тела лиственитов.

Полученные данные о минеральном составе позволяют выделить основные этапы минеральных трансформаций апогипербазитов зоны меланжа. Отсутствие брусита указывает на метасоматический характер серпентинизации (в общем виде описываемый реакцией разложения форстерита и энстатита $Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + 2H_2O = Mg_3Si_2O_5(OH)_4$), протекающей в условиях высокой активности кремнезема и сопровождающейся выносом значительной части магния [Метаморфическая петрология…, 2005; Pens et al., 2016].

На начальной стадии серпентинизации формировались α-лизардиты, сохранившиеся в виде реликтов в секторальных зонах мелкопетельчатых агрегатов. С повышением температуры в щелочных восстановительных условиях протекали процессы аллохимического замещения α→β-лизардиты и сопутствующего образования пылевидного магнетита, а на завершении стадии лизардитизации, в условиях повышения отношения флюид-порода (как это показано в экспериментальных работах [Normand et al., 2002]), – образование шнуров хризотила, ассоциирующего с магнетитом и сульфидами. На участках интенсивной циркуляции растворов хризотил полностью или почти полностью заместил β-лизардит. За счет части пироксенов образовались хлорит и тремолит. Первичные хромшпинелиды подвергались магнетитизации, приобретая характерную для условий перекристаллизации в условиях относительно низкой температуры (менее 350°C) и воздействия гидротермальных насыщенных кремнеземом растворов «атолловую» структуру (рис. 5-III) с образованием однородных ядер, обогащенных Cr и Fe^{2+} и обедненных Mg и Al, субмикроскопическими включениями хлоритов и/или серпентинов [Ahmed, Surour, 2016]. Аналогичное строение зерен хромшпинелидов отмечается в связи с влиянием гидротермальных растворов гранитоидных интрузий и формированием ассоциации хлорит + карбонаты + хризотил/лизардит±антигорит [Burkhard, 1993; Ahmed, Surour, 2016]. Примечательным является полное замещение оливина и присутствие реликтовых пироксенов. Экспериментально показано, что активное разложение оливина при замедленной серпентинизации ортопироксенов происходит (с образованием лизардита) в условиях присутствия алюминия в гидротермальных растворах при давлениях порядка 200 MPa и температурах 200–350°C [Pens et al., 2016]. Следующая стадия серпентинизации проявлена в замещении лизардит-хризотиловой ассоциации антигоритом в условиях повышения давления на твердые фазы (в ходе реакции, сопровождающейся дегидратацией и уменьшением объёма [Метаморфическая петрология…, 2005]) на участках интенсивных тектонических деформаций; залегают хриозтил-антигоритовые серпентиниты в форме линз и пластин. Вдоль границ пластин серпентинитов на этой стадии формировались хлорит-тремолитовые ассоциации.

Анализ полученных данных приводит к следующим заключениям. Тектонический серпентинитовый меланж Даховского выступа начал формироваться на позднегерцинском этапе развития территории после становления даховского магматического комплекса и гранодиоритовой фазы маклинского комплекса, видимо, синхронно с внедрением по зонам развивающихся хрупких деформаций малых интрузиймалкинских гранитов. Образование серпентинитов происходилаза счет апогипербазитов, претерпевших лизардитизацию и последующие аллохимические преобразования под воздействием низкотемпературной щелочной обогащенной кремнеземом и алюминием флюидно-гидротермальной системы, сопряженной с завершающей стадией развития очага позднепалеозойского коллизионного гранитоидного магматизма.

Литература

1. Брянчанинова Н.И., Макеев А.Б., Боева Н.М. Возможности современного термографического метода для изучения серпентинитов // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V Международной конференции. – Улан-Удэ. – 2017. – С. 65–68.

2. Варлаков А.С. Типы метаморфических преобразований альпинотипных гипербазитов Урала // Уральский минералогический сборник. –1998. – №8. – С. 127–133.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L – 37 – XXXV. – Майкоп. Объяснительная записка. – 2004.

4. Кориковский С.П., Сомин М.Л., Корсаков С.Г. Симплектитовые высокобарические гранат-клинопироксен-маргарит-мусковит-клиноцоизитовые амфиболиты Даховского выступа (Северный Кавказ): генезис и состав реакционных структур. // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 397. №5. – С. 650–654.

5. Лебедько Г.И. Фундамент Северного Кавказа. – Ростов-на-Дону: РГУ, 1980. – 123 с.

6. Метаморфическая петрология: учебник / А.А. Маракушев, А.В. Бобров. – М.: Наука, 2005. – 256 с.

7. Ненахов В.М., Жабин А.В., Никитин А.В., Бондаренко С.В. Внутренне строение тектонической зоны северного обрамления Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2019. – №1. – С. 5–14.

8. Попов Ю.В. Положение магматических комплексов Даховской горст-антиклинали в эволюции магматизма зоны Передового хребта Большого Кавказа // Актуальные проблемы региональной геологии, литологии и минерагении. – Ростов-на-Дону: Изд-во ООО «ЦВВР», 2005. – С. 131–141.

9. Попов Ю.В., Пустовит О.Е. Новые данные о минеральном составе серпентинитов Даховского поднятия. // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том IX. – М.: ИИЕТ РАН, 2019. – С. 56-60.

10. Снежко Е.А. Петрохимические типы ультрабазитов Северного Кавказа и их структурная позиция. – Новочеркасск. – 1985. Деп. вВИНИТИ, № 7884-В85.

11. Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. – Тбилиси: Мицниереба, 1972. – 251 с.

12. Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. – М.: Наука, 1991. – 231 с.

13. Ahmed A.H., Surour A.A. Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia // Journal of Asian Earth Sciences. urnal of Asian Earth Sciences. – 2016. – Vol. 122. – Pp. 58–79.

14. Burkhard D.J.M. Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. – Vol. 57. – Pp. 1297–1306.

15. Földvári M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. – Budapest. – 2011. – 180 p.

16. Normand C., Williams-Jones A.E., Martin R.F., Vali H. Hydrothermal alteration of olivine in a flow-through autoclave: Nucleation and growth of serpentine phases. // American Mineralogist. – 2002. – Vol. 87(11-12). – Pp. 1699–1709.

17. Pens M., Andreani M., Daniel I., Perrillat J.-P., Cardon H. Contrasted effect of aluminum on the serpentinization rate of olivine and orthopyroxene under hydrothermal conditions // Chemical Geology. – 2016. – Vol. 441. – Pp. 256–264.

18. Somin M.L., Levchenkov O.A., Kotov A.B., Makeev A.F., Komarov A.N., Ro N.I., Lavrishchev V.A., Lebedev V.A. The Paleozoic age of high-pressure metamorphic rocks in the Dakhov Salient, northwestern Caucasus: Results of U-Pb geochronological investigations. // Doklady Earth Sciences. – 2007. – T. 416. No. 1. – Pp. 1018–1021.

19. Trittschack R., Grobéty B. Dehydroxylation kinetics of lizardite. //European Journal of Mineralogy. – 2012. – Vol. 24 (1). – Pp. 47–57.

20. Zulumyan N., Isahakyan A., Beglaryan H., Melikyan S. A study of thermal decomposition of antigorite from dunite and lizardite from peridotite // Journal of Thermal Analysis and Calorimetry. – 2018. – Vol. 131 (2). – Pp. 1201–1211.

References

1. Bryanchaninova N.I., Makeev A.B., Boeva N.M. Possibilities of the modern thermographic method for studying serpentinites. Ultramafic-mafic complexes: geology, structure, ore potential. Materials of the V International Conference. Ulan-Ude. 2017. pp. 65–68. (In Russ.)

2. Varlakov A.S. Types of metamorphic transformations of alpinotype hyperbasites of the Urals. Ural Mineralogical Collection. 1998. No. 8. pp. 127–133. (In Russ.)

3. The state geological map of the Russian Federation on a scale of 1: 200 000. Second edition. Caucasian series. Sheet L – 37 – XXXV. Maykop. Explanatory note. 2004. (In Russ.)

4. Korikovsky S.P., Somin M.L., Korsakov S.G. Symplectite high-pressure garnet-clinopyroxene-margarite-muscovite-clinocoisite amphibolites of the Dakhov ledge (North Caucasus): genesis and composition of reaction structures. Reports of the Academy of Sciences. 2004. Vol. 397. No. 5. pp. 650–654. (In Russ.)

5. Lebedko G.I. The foundation of the North Caucasus. Rostov-on-Don: RSU, 1980. 123 p. (In Russ.)

6. Marakushev A.A., Beavers A.V. Metamorphic petrology: textbook. Moscow. Nauka, 2005. 256 p. (In Russ.)

7. Nenakhov V.M., Zhabin A.V., Nikitin A.V., Bondarenko S.V. The internal structure of the tectonic zone of the northern frame of the Dakhov crystalline massif (Western Caucasus). Bulletin of the Voronezh State University. Series: Geology. 2019. No. 1. pp. 5-14. (In Russ.)

8. Shengelia D.M., Korikovsky S.P., Chichinadze G.L. et al. Petrology of metamorphic complexes of the Greater Caucasus. Moscow: Nauka, 1991. 231 p. (In Russ.)

9. Popov Y.V. The position of the magmatic complexes of the Dakhov horst anticline in the evolution of magmatism in the zone of the Great Caucasus Mountain Range. Actual problems of regional geology, lithology and mineralogy. Rostov-on-Don: Publishing House LLC "CVUR", 2005. pp. 131–141. (In Russ.)

10. Popov Y.V., Pustovite O.E. New data on the mineral composition of serpentinites of the Dakhovskiy ledge. Modern problems of geology, geophysics and geoecology of the North Caucasus. Vol. IX. Moscow. IIET RAN, 2019. pp. 56-60. (In Russ.)

11. Snezhko E.A. Petrochemical types of ultrabasites of the North Caucasus and their structural position. Novocherkassk. 1985. Dep. at VINITI, No. 7884-B85. (In Russ.)

12. Shengelia D.M. Petrology of the Paleozoic granitoids of the North Caucasus. Tbilisi. Mitsniereba, 1972. 251 p. (In Russ.)

13. Ahmed A.H., Surour A.A. Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia. Journal of Asian Earth Sciences. 2016. Vol. 122. pp. 58–79.

14. Burkhard D.J.M. Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites. Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. Vol. 57. pp. 1297–1306.

15. Földvári M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Budapest. 2011. 180 p.

16. Normand C., Williams-Jones A.E., Martin R.F., Vali H. Hydrothermal alteration of olivine in a flow-through autoclave: Nucleation and growth of serpentine phases. American Mineralogist. 2002. Vol. 87(11-12). pp. 1699–1709.

17. Pens M., Andreani M., Daniel I., Perrillat J.-P., Cardon H. Contrasted effect of aluminum on the serpentinization rate of olivine and orthopyroxene under hydrothermal conditions. Chemical Geology. 2016. Vol. 441. pp. 256–264.

18. Somin M.L., Levchenkov O.A., Kotov A.B., Makeev A.F., Komarov A.N., Ro N.I., Lavrishchev V.A., Lebedev V.A. The Paleozoic age of high-pressure metamorphic rocks in the Dakhov Salient, northwestern Caucasus: Results of U-Pb geochronological investigations. Doklady Earth Sciences. 2007. Vol. 416. No. 1. pp. 1018–1021.

19. Trittschack R., Grobéty B. Dehydroxylation kinetics of lizardite. European Journal of Mineralogy. 2012. Vol. 24 (1). pp. 47–57.

20. Zulumyan N., Isahakyan A., Beglaryan H., Melikyan S. A study of thermal decomposition of antigorite from dunite and lizardite from peridotite. Journal of Thermal Analysis and Calorimetry. 2018. Vol. 131 (2). pp. 1201–1211.