

Минералогия, геохимия и возраст метакарбонатно-силикатных пород Ильменогорского комплекса

© 2019 г. П. М. Вализер¹, С. В. Чередниченко¹, А. А. Краснобаев²

¹Ильменский государственный заповедник, 456317, Миасс, Челябинская область,
e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 18.08.2017 г., принята к печати 18.12.2017 г.

Объект исследования. Изложены результаты минералого-петрологического, геохимического и изотопно-хронологического исследования метакарбонатно-силикатных пород района оз. Бол. Ишкуль Ильменогорского комплекса. **Методы.** Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализатором. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов определено атомно-абсорбционным методом и на масс-спектрометре ICP-MS. U-Pb возраст цирконов получен на микрозонде SHRIMP II. Содержание РЗЭ в цирконах определено методом вторично-ионной масс-спектроскопии на ионном зонде CAMECA IMS-4F. **Результаты.** Тела метакарбонатно-силикатных пород неоднородны, представлены шпинель-форстерит-кальцитовый, диопсид-скаполит-кальцитовый и клинопироксенитовой разновидностями. В них установлен широкий спектр минералов: диопсид, кальцит, форстерит, шпинель, скаполит, анортит, энстатит, алюмоэнстатит, авгит, фassaит, чермакит, паргасит, роговая обманка, тремолит, барийсодержащий полевой шпат, целезиан, флогопит, графит, титанит, фторапатит, пикроильменит, пирротин, пентландит, сфалерит, виоларит, герсдорфит, маухерит. Метакарбонатно-силикатные породы по петрогеохимическим особенностям имеют значительные вариации SiO_2 – 17–52, CaO – 22–45, MgO – 5–21 мас. % при отношении Ca/Mg = 1.4–8.2, повышенные содержания Ni, Cr, низкие значения отношений Sr/Ba – ≤ 0.2 –9, Th/U = 0.1–0.65, Zr/Hf = 6–31 и Nb/Ta = 3–24, La_n/Yb_n = 0.2–2.7, La_n/Sm_n = 1.2–2.5, незначительное количество РЗЭ ($\Sigma 6$ –25 г/т, редко до 70–72 г/т) соответствует осадочным образованиям со значительным количеством ультраосновного материала. **Выводы.** Особенности состава оливина, шпинели, ильменита и содержание титана в ранней генерации циркона свидетельствует об образовании-преобразовании шпинель-форстерит-кальцитовых пород при $T = 830$ – 850°C . По особенностям распределения РЗЭ и величине Th/U: цирконы ранней генерации сопоставимы с гранулитовым типом цирконов, цирконы поздних генераций – с цирконами преобразованных сиенит-миаскитов и разнообразных метасоматитов. Образование-преобразование пород отвечает возрастным этапам: PR_1 (1720–1780 млн лет) – “гранулитовый” метаморфизм; D_1 –C (345–399 млн лет) – метасоматические преобразования, связанные с образованием щелочных пород, сопряженных с процессами рифтогенеза; P_1 (282 млн лет) – тектоническо-метасоматические преобразования, обусловленные сдвиговыми процессами.

Ключевые слова: метакарбонатно-силикатные породы, минералогия, геохимия, циркон, возраст, Ильменогорский комплекс

Mineralogy, geochemistry and age of metacarbonate-silicate rocks of the Ilmenogorsky complex

Petr M. Valizer¹, Svetlana V. Cherednichenko¹, Artur A. Krasnobaev²

¹Ilmen State Reserve, Miass 456317, Russia, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia,
e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Received 18.08.2017, accepted 18.12.2017

Research subject. This paper presents the results of a series of mineralogical, petrological, geochemical and isotope-chronological studies carried out to investigate metacarbonate-silicate rocks in the area of Ishkul Lake, the Ilmenogorsky complex. **Materials and methods.** The microprobe analysis of the composition of minerals was performed using a REMMA-202M scanning microscope equipped with a microanalyzer. The content of major, trace and rare-earth elements (REE) was determined using a mass spectrometer ICP-MS. The U-Pb age of zircons was obtained by a microprobe SHRIMP II. The content of REE in zircons was determined by an ion probe CAMECA IMS-4F. **Results.** The studied metacarbonate-silicate rocks are shown to be represented by spinel-forsterite-calcite, diopside-scapolite-calcite and clinopyroxenite varieties with a di-

Для цитирования: Вализер П.М., Чередниченко С.В., Краснобаев А.А. (2019) Минералогия, геохимия и возраст метакарбонатно-силикатных пород Ильменогорского комплекса. *Литосфера*, 19(1), 92–110. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-92-110

For citation: Valizer P.M., Cherednichenko S.V., Krasnobaev A.A. (2019) Mineralogy, geochemistry and age of metacarbonate-silicate rocks of the Ilmenogorsky complex. *Litosfera*, 19(1), 92–110. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-92-110

verse range of minerals, including diopside, calcite, forsterite, spinel, scapolite, anorthite, enstatite, aluminosilicate, augite, fassaite, tschermakite, pargasite, hornblende, tremolite, barium-containing feldspar, celsian, phlogopite, graphite, titanite, fluorapatite, picroilmenite, pyrrhotite, pentlandite, sphalerite, violarite, gersdorffite, maucherite. In terms of petrochemical properties, the metacarbonate-silicate rocks under study are characterized by significant variations in the content of SiO_2 , CaO, MgO at a Ca/Mg ratio of 1.4–8.2, as well as by increased Ni and Cr content, low ratios of Sr/Ba, Th/U, Zr/Hf and Nb/Ta. The small ΣREE amounts of 6–25 ppm (rarely up to 70–72 ppm) correspond to sedimentary formations with a significant amount of ultrabasic material. **Conclusions.** The specific features of the composition of olivine, spinel, ilmenite, as well as the titanium content in the early generation zircon indicate the formation (transformation) of spinel-forsterite-calcite rocks at $T = 830\text{--}850^\circ\text{C}$. According to the established specifics of REE distribution and the Th/U ratio, the early generation zircons refer to the granulite type zircons, while the late generation zircons correspond to those of transformed syenites-miaskites and various metasomatites. The formation (transformation) of the rocks is found to correspond to the following age stages: PR_1 (1720–1780 Ma) – “granulite” metamorphism; $\text{D}_1\text{--C}$ (345–399 Ma) – metasomatic transformations caused by the formation of alkaline rocks associated with rifting processes; P_1 (282 Ma) – tectonic-metasomatic transformations caused by shear processes.

Keywords: metacarbonate-silicate rocks, mineralogy, geochemistry, zircon, age, ilmenogorsky complex

ВВЕДЕНИЕ

Ильмено-вишневогорский комплекс – уникальный геологический объект, сложенный метаморфическими и магматическими породами с самоцветной и редкометалльной минерализацией. Несмотря на длительные исследования всего многообразия пород комплекса, до сих пор остаются дискуссионными вопросы возраста и геодинамического режима формирования карбонатных пород, миаскитов и карбонатитов [Багдасаров, 1990, 2014; Левин и др., 1997; Недосекова и др., 2009; Иванов, 2011; Недосекова, 2012; и др.].

Мраморы и карбонатно-силикатные породы (кальцифиры) имеют незначительное распространение в комплексе. В породах селянkinской серии они залегают в виде маломощных пластов и линз, при этом с мраморами нередко ассоциируют метаультрамафиты, актинолитовые и пироксен-скаполитовые породы [Левин и др., 1997]. Изучены карбонатно-силикатные породы к северу от Вишневогорского массива, где они представлены оливин-диопсид-кальцитовыми и оливин-диопсидовыми разновидностями, на контакте которых образованы флогопит-диопсид-плагноклазовые, актинолит-флогопитовые и гранат-скаполит-плагноклазовые породы с карбонатом, залегающие среди гранатовых амфиболитов и плагногнейсов с гранатом и кинанитом. В нижнем контакте Булдынского массива среди гранат-биотитовых и биотитовых с силлиманитом плагногнейсов карбонатные породы сложены кальцит-флогопитовой разновидностью и классифицированы как осадочно-метаморфогенные образования [Левин и др., 1997]. В южной части комплекса известны выходы небольших тел мраморов на западном берегу оз. Бол. Миассово и карбонатно-силикатных пород на западном берегу оз. Бол. Ишкуль [Левин и др., 1997; Рассказова и др., 1986; В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2013; Краснобаев и др., 2013]. По особенностям состава, взаимоотношению с вмещающими их породами и другим параметрам они сходны с карбонат-

ными образованиями окружения Вишневогорского массива. Природа и соотношения карбонатных, карбонатно-силикатных пород и карбонатитов комплекса во многом дискуссионны, высказаны различные гипотезы относительно их генезиса. На основании минералого-морфологических признаков ряду карбонатных и карбонатно-силикатных пород осадочно-метаморфогенного происхождения придается статус карбонатитов [Попов и др., 1998; В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2013]. Обосновывается также точка зрения об образовании карбонатитов в связи с переплавлением чередующихся мраморов и серпентинитов в зоне влияния Уральского выступа Русской платформы [Иванов, 2011]. В то же время, несмотря на различия во взглядах на генезис, большинство исследователей подчеркивают явное своеобразие и отличие и карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса от карбонатных образований платформенных кольцевых щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов и зон и массивов линейно-трещинного типа [Недосекова, 2012; Багдасаров, 2014]. Изучение карбонатных и карбонатно-силикатных пород ильмено-вишневогорского комплекса весьма актуально как для уточнения их природы, возраста и метаморфогенно-метасоматических процессов преобразования, так и выяснения источника вещества карбонатитов. Полученные нами минералогическими и изотопно-хронологическими данными для карбонатно-силикатных пород комплекса позволяют обсуждать затронутые вопросы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования вещества выполнены на базе ЦКП “ЮУЦКП по исследованию минерального сырья” (ИМин-ИГЗ). Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА–202М с микроанализатором (аналитик В.А. Котляров). Ускоряющее напряжение 20 КВт, ток на образце $\text{H} \cdot 10^{-10}\text{A}$. Стандарты: AstJMEХ scientific Limited MJNM 25–53 Min-

eral Mount serial № 01–044. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов определены атомно-абсорбционным методом (аналитик Н.В. Шаршуева), и на масс-спектрометре ICP-MS (аналитики К.А. Филиппова, М.С. Свиренко). U-Pb возраст цирконов (проба К-2094) определен на микрозонде SHRIMP II в ЦНИИ ВСЕГЕИ по известной методике [Williams, 1998]. Содержание РЗЭ в цирконах определялось методом вторично-ионной масс-спектроскопии на приборе CAMECA IMS-4F (ИМИ РАН, г. Ярославль, аналитик С.Г. Симакин). Области сбора вторичных электронов – 25 мкм в диаметре. Измерения проводились в виде пяти циклов накопления сигнала и изменялись в зависимости от его интенсивности. Калибровочные кривые строились с использованием известных стандартов [Федотова и др., 2008]. Надежность методики подтверждается также широкой практикой ее применения. Измерения РЗЭ в кристаллах проводились в тех же точках, что и при U-Pb датировании.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Изученные метакарбонатно-силикатные породы представлены пластовыми телами мощностью 3–7 м и протяженностью до 80 м на западном берегу оз. Бол. Ишкуль (рис. 1, обн. 55°16'32.4"N, 60°14'46.5"E) [Рассказова и др., 1986; и др.]. Вмещающие породы сложены рассланцованными диафторированными гранатовыми амфиболитами и милонитизированными гранат-биотитовыми плагиогнейсами с графитом. На северо-западном контакте тела гранатом амфиболиты куммингтонизированы, на юго-западе метакарбонатно-силикатные породы совмещены с кварцитами со значительным количеством графита и диопсида. В гранатовых амфиболитах развиты зоны, сложенные диопсидом и плагиоклазом и содержащие графит, кварц, кальцит и куммингтонит. Породы имеют субмеридиональное простирание, западное падение 40–50°. Тела метакарбонатно-силикатных пород неоднородны, выделяются зоны – участки или полосы оторочки, различающиеся по минеральному составу и количественному соотношению составляющих их минералов.

Шпинель-форстерит-кальцитовая порода мелкозернистая с массивной текстурой светло-серого цвета, образует маломощные линзовидные и гнездообразные скопления в клинопироксените. Порода состоит из карбоната и форстерита, второстепенным минералом является шпинель, в тонком сколе имеющая зелено-коричневый цвет, акцессорные – желтоватый фторапатит, диопсид, паргасит и графит (рис. 2а–в), присутствуют энстатит, пикроильменит, сульфиды (пирротин, пентландит), сульфосарсениды (маухерит, герсдорфит).

Скаполит-диопсид-кальцитовая порода неравномернозернистая, текстура грубополосчатая (рис. 2г). Отмечаются постепенный переход к клинопироксениту и зональное строение породы. Краевая часть сложена мелкозернистой диопсид-кальцитовой породой, где желто-зеленый диопсид составляет 50% от объема породы. Центральная часть скаполит-диопсид-кальцитовой породы представлена средними и крупными (до 1 см) кристаллами диопсида серо-зеленоватого цвета, которые расположены в мелко- и среднезернистом кальците. В диопсиде отмечаются включения титанита, скаполита и кальцита. Содержание силикатных минералов в этой части породы меньше, до 30 об. %. Порода в основном состоит из кальцита и диопсида, второстепенные минералы – скаполит, плагиоклаз, акцессорные титанит, фторапатит, флогопит и графит имеют в породе линейно-параллельное расположение.

Клинопироксенит мелко- и среднезернистый светло-серо-зеленоватого цвета, местами претерпел деформацию, с зеркалами скольжения (см. рис. 2д–е). Структура гетеробластовая с неровными ограничениями зерен, отмечается наличие полисинтетических двойников, зерна клинопироксена трещиноваты и замутнены. Акцессорные минералы – шпинель, титанит, фторапатит, графит, флогопит, калийпаргасит и эпидот – распределены в породе линейно-параллельно. Поздние образования в клинопироксените – тремолит, мусковит, хлорит, барит, сульфиды (виоларит, сфалерит); в виде жилок – кальцит и анортит.

Плагиогнейсы имеют полосчатую или очковую текстуру, гранобластовую и нематогранобластовую структуру. Сложены гранатом, биотитом, плагиоклазом и кварцем, присутствуют ильменит, титанит, апатит и циркон. Порфиروبласты (0.5–1.0 мм) граната в полосчатых разностях соответствуютgrossуляр-альмандину – Са-альмандину ($c - Py_{8}Alm_{63}Sps_{3}Grs_{26}$; $r - Py_{12}Alm_{63-67}Sps_{2}Grs_{19-21}$) неоднородны по содержанию магния и кальция, а в “очковых” разностях соответствует низкокальциевому более магнезиальному альмандину ($Py_{14-23}Alm_{72-75}Sps_{3-6}Grs_{2-5}$). Биотит в виде чешуек размером 0.1–0.3 мм образует полосы и скопления, имеет вариации магнезиальности от 0.33 до 0.46, характеризуется высоким содержанием титана (0.27–0.33 к. ф.). Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза до андезина. Амфибол состава ферричермакит ($\#Mg = 0.35–0.42$) присутствует только в полосчатых разностях в ассоциации с олигоклазом и кварцем (табл. 1, ан. 40–49).

Амфиболиты мелкозернистые, линзовидно-полосчатой и полосчатой текстуры нематобластовой структуры, сложены амфиболом, биотитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем, присутствует титанит и магнетит. Амфибол – гастингсит ($\#Mg = 0.50$), образует кристал-

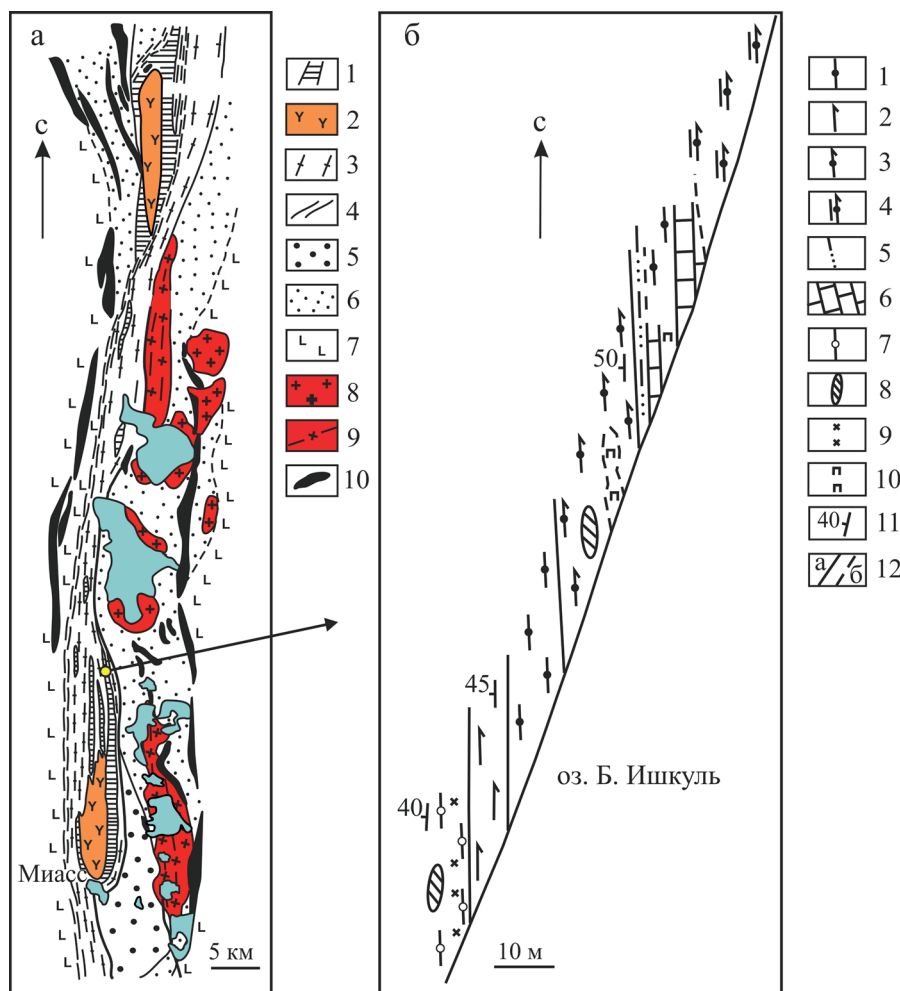


Рис. 1. Схематическая геологическая карта ильмено-вишневогорского комплекса (а) [Русин и др., 2006] и фрагмент разреза пород верхней части селянкинской серии на западном берегу оз. Бол. Ишкуль (б) [Рассказова и др., 1986; Баженов и др., 1992].

а. 1 – селянкинская серия амфиболит-гнейсово-плаггиомигматитовая (AR–PR₁); 2 – массивы миаскитов (O₃?); 3 – мило- ниты гранитоидного и сиенитового состава (P₂–T₁); 4 – милониты Кыштымского сдвига-надвига; 5 – еланчиковская тол- ща; тектониты гранитоидного состава; 6 – сайтовская серия, метатерригенная (PZ₁–S?); 7 – зеленосланцевые осадочно- вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 8 – Увильдинский монзонит- гранитный комплекс (PZ₃); 9 – гнейсовидные граниты Кисегачского массива; 10 – метагипербазиты.

б. 1 – плаггиогнейсы гранат-биотитовые с графитом, милонитизированные; 2 – амфиболиты безгранатовые; 3 – амфиболи- ты гранатовые с графитом; 4 – то же, куммингтонитизированные, рассланцованные; 5 – кварциты с графитом и диопси- дом; 6 – метакarbonатно-силикатные породы; 7 – blastomylonites мелкоочковые по гнейсам (?) с эпидотом и хлоритом; 8 – кварцевые линзы с куммингтонитом; 9 – плаггиограниты с гранатом, деформированные; 10 – плаггиоклаз-диопсидовые, апатит-диопсидовые породы с графитом, кварцем, кальцитом, куммингтонитом, деформированные; 11 – полосчатость, сланцеватость; 12 – литологические границы установленные (а) и предполагаемые (б).

Fig. 1. Schematic geological maps of the Ilmeny-Vishnevogorsk complex (a) (after [Rusin et al., 2006]) and fragment of the rock section of the upper part of the Selyankino Series on the western shore of the lake B. Ishkul (b) (after [Rasskazova et al., 1986; Bazhenov et al., 1992]).

а. 1 – Selyankino Series: Archean to Lower Proterozoic amphibolite-gneiss-plagiomigmatite rocks; 2 – Upper Ordovician miaskite massifs; 3 – Upper Permian-Lower Triassic granitic and syenitic mylonites; 4 – mylonites of Kyshtym shear-thrust; 5 – Elanchik strata; granitoid tectonites; 6 – Saitovo Series: Lower Paleozoic metaterrigenous rocks; 7 – green-schist volcanosedimentary com- plexes of West Magnitogorsk and Aramil-Sukhteli zones; 8 – Upper Paleozoic Uvil'dy monzogranitic complex; 9 – gneissic gran- ites Kisegach massif; 10 – metaultramafic rocks.

б. 1 – milonitized garnet-biotite plagiogneiss with graphite; 2 – amphibolites without garnets; 3 – garnet amphibolite with graphite; 4 – the same, cummingtonitized, schistose; 5 – quartzites with graphite and diopside; 6 – metacarbonate-silicate rocks; 7 – fine-au- gen apogneisses (?) blastomylonites with epidote and chlorite; 8 – quartz lenses with cummingtonite; 9 – deformed plagiogranites with garnet; 10 – deformed plagioclase-diopside, apatite-diopside rocks with graphite, quartz, calcite, cummingtonite; 11 – band- ing, schistose; 12 – established (a) and assumed (b) lithological boundaries.

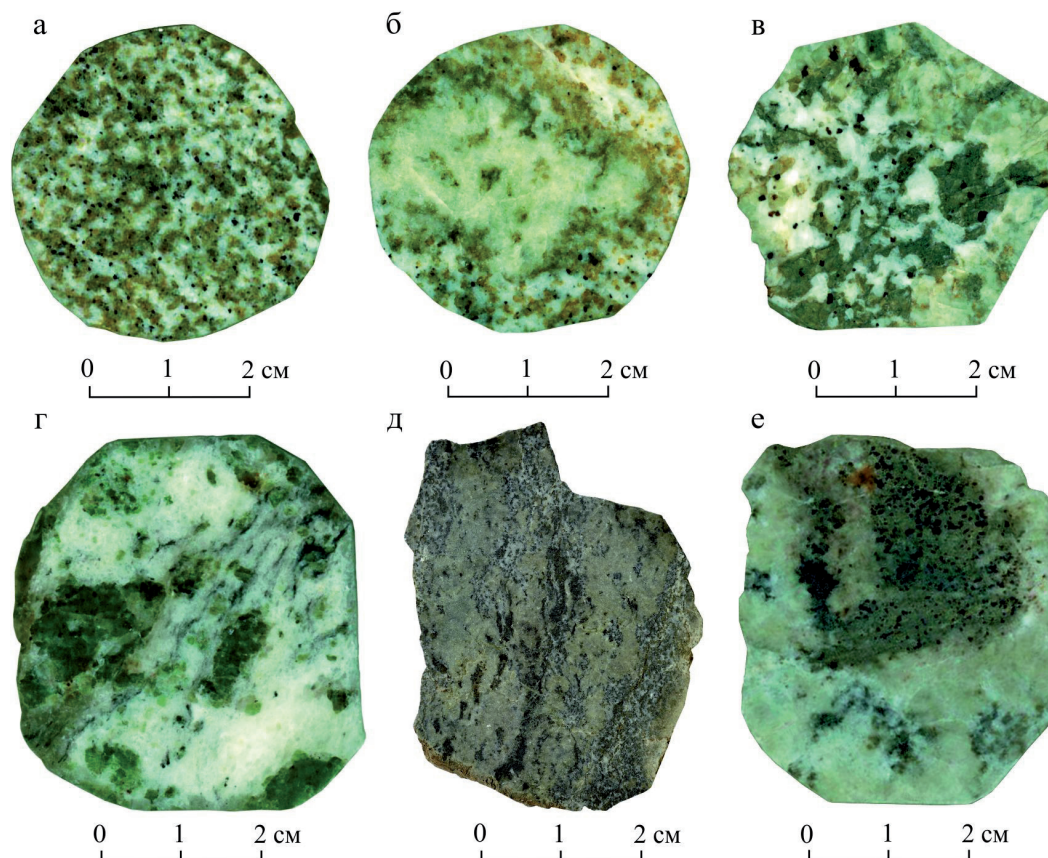


Рис. 2. Фотографии разновидностей метакарбонатно-силикатных пород.

а – шпинель-форстерит-доломит-кальцитовая; б – шпинель-форстерит-диопсид-доломит-кальцитовая; в – шпинель-форстерит-диопсид-энстатит-кальцитовая; г – скаполит-диопсид-кальцитовая; д, е – клинопироксенит (д) с зонами доломит-шпинель-форстеритового состава (е).

Fig. 2. Photographs of varieties of metacarbonate-silicate rocks.

а – spinel-forsterite-dolomite-calcite; б – spinel-forsterite-diopside-dolomite-calcite; в – spinel-forsterite-diopside-enstatite-calcite; г – scapolite-diopside-calcite; д, е – clinopyroxenite (д) with zones of dolomite-spinel-forsterite composition (е).

лы размером до 0.2–0.4 мм, содержит округлые зерна кварца. Плаггиоклаз соответствует андезину (№34). Kfs в ассоциации с кварцем содержит до 0.01 к. ф. бария. Биотит характеризуется высоким содержанием титана (0.28 к. ф.). В амфиболитах наблюдаются линзы и полосы размером до 10 см, сложенные крупнозернистым диопсидом ($\#Mg = 0.81$), битовнитом (№ 78–80) и мелкочешуйчатым тальком ($\#Mg = 0.83$). По границе амфиболита и прожилков развиты роговая обманка ($\#Mg = 0.68–0.70$), тремолит ($\#Mg = 0.79$), железистый диопсид ($\#Mg = 0.76$), андезин-битовнит и минералы редких земель: торит и алланит (см. табл. 1, ан. 50–57).

МИНЕРАЛЫ МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Во всем многообразии минералов, слагающих метакарбонатно-силикатные породы, условно вы-

делены последовательно образованные минеральные ассоциации.

Ассоциация оливин + шпинель + ильменит + доломит + диопсид ± тремолит ± хлорит ± кальцит (см. табл. 1, ан. 1–12).

Оливин образует неправильные и изометричные формы зерен размером до 1.5–2.0 мм, соответствует форстериту ($\#Mg = 0.88–0.90$), содержит до 0.05 мас. % никеля. По границе зерен и трещинам присутствует доломит ($Mg_{46}Ca_{52}Fe_2$), тальк и хлорит. В ряде образцов наблюдается резкая прямолинейная граница между зернами оливина и доломита, а по границе зерен оливина и диопсида развит энстатит ($\#Mg = 0.89$, $Ca = 0.02$ к. ф.) или энстатит + тремолит ($\#Mg = 0.89$, $Al_{общ} = 0.29$ к. ф.) (рис. 3а–в).

Шпинель представлена кристаллами неправильной, октаэдрической и округлой формы размером 0.4–0.6 мм или менее. В зависимости от характера взаимоотношения с породообразующими минералами и особенностей состава выделены

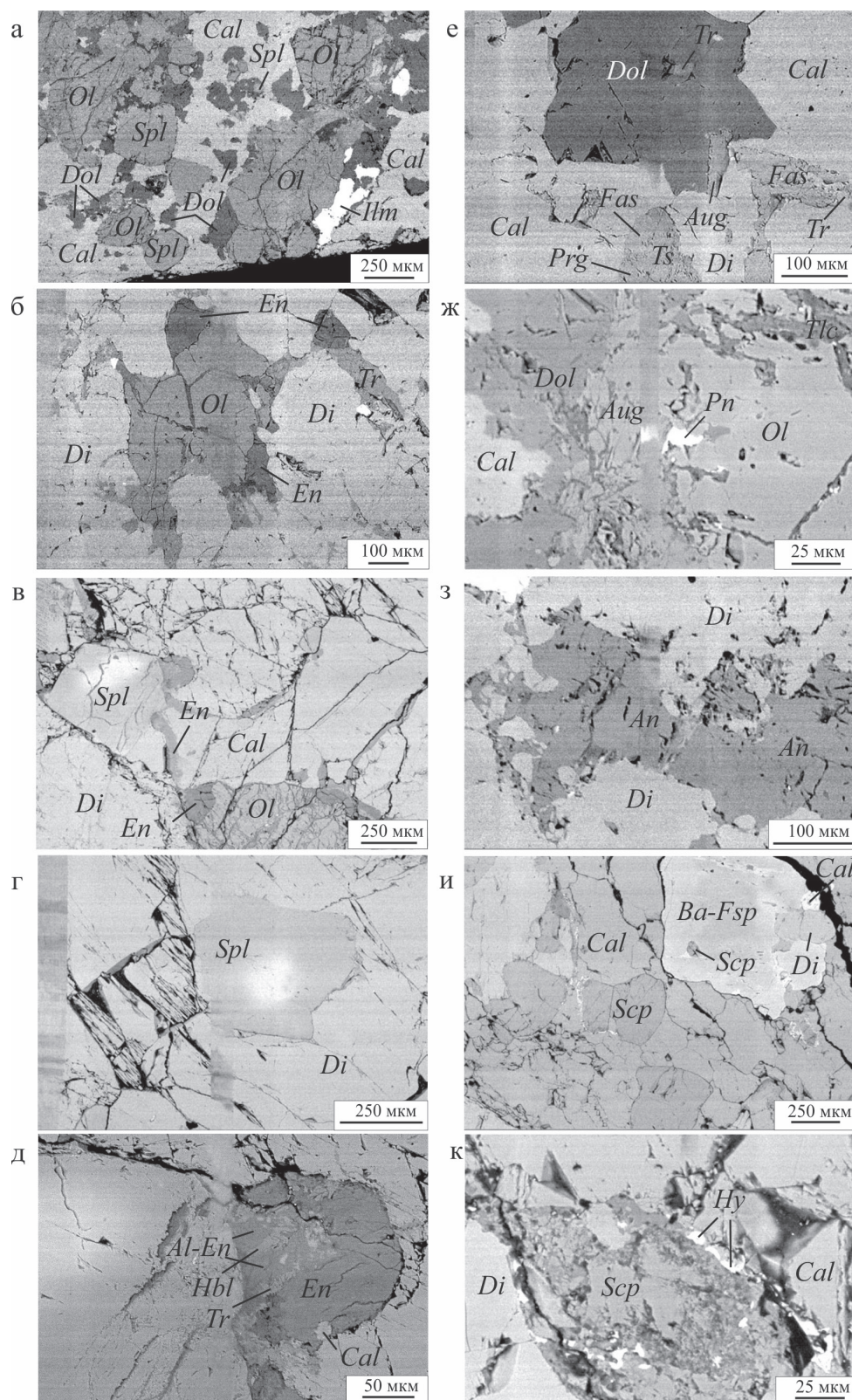


Рис. 3. Взаимоотношения минералов в метакarbonатно-силикатных породах.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 3. Relationship of minerals in the metacarbonate-silicate rocks.

Explanations see in the text.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (к. ф.) минералов из метакарбонатно-силикатных пород**Table 1.** Chemical composition (wt %) and crystallochemical formulas (f. e.) of minerals from metacarbonate-silicate rocks

Компо- нент	<i>Ol</i>	<i>Spl</i>				<i>Ilm</i>	<i>Di</i>		<i>Dol-Cal</i>				<i>Tr</i>	<i>Chl</i>	<i>Tlc</i>	<i>En</i>		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	41.0	—	—	—	—	—	54.2	53.0	—	—	—	—	57.1	30.5	60.4	55.0	53.7	52.7
TiO ₂	—	—	—	—	—	55.3	—	0.43	—	—	—	—	0.21	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	50.2	65.4	60.5	66.9	—	0.64	1.94	—	—	—	—	2.55	19.7	3.29	2.30	0.10	—
FeO	9.3	12.5	8.81	10.5	9.2	35.0	1.64	1.06	1.24	1.20	0.82	0.22	1.44	2.93	2.75	6.89	12.7	8.55
MnO	0.36	0.24	—	0.05	—	0.45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10
MgO	48.7	16.6	20.8	21.3	21.0	9.19	20.5	17.8	19.8	20.4	15.1	2.0	23.7	33.9	30.0	33.6	31.7	37.6
CaO	—	—	—	—	—	—	22.9	24.8	31.6	30.9	37.7	53.4	12.3	—	—	1.45	1.27	0.57
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0.37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.12	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	19.6	4.24	7.32	2.81	—	—	—	—	—	—	—	—	0.39	—	—	—	—
Σ	99.36	99.14	99.25	99.67	99.91	99.94	99.88	99.4	52.64	52.50	53.62	55.62	97.42	87.42	96.44	99.24	99.47	99.52
Si	1.0	—	—	—	—	—	1.95	1.92	—	—	—	—	7.66	2.85	3.80	1.91	1.90	1.82
Ti	—	—	—	—	—	0.98	—	0.01	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—
Al	—	1.49	1.94	1.83	1.98	—	0.03	0.08	—	—	—	—	0.40	2.17	0.24	0.10	0.01	—
Fe	0.19	0.31	0.19	0.20	0.17	0.69	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	—	0.16	0.23	0.15	0.20	0.38	0.24
Mn	0.01	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1.80	0.73	0.78	0.82	0.79	0.32	1.09	0.96	0.92	0.94	0.71	0.05	4.75	4.72	2.81	1.74	1.67	1.92
Ca	—	—	—	—	—	—	0.88	0.97	1.05	1.03	1.27	0.95	1.76	—	—	0.05	0.04	0.02
Na	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—
Cr	—	0.46	0.08	0.15	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—
#Mg	0.90	0.73	0.80	0.80	0.82	—	0.96	0.97	—	—	—	—	0.97	0.95	0.95	0.90	0.78	0.89

Компо- нент	<i>Al-En</i>	<i>Aug</i>		<i>Fas</i>	<i>Ts</i>	Компо- нент	<i>Hbl</i>		<i>Di</i>		<i>An</i>		<i>Cal</i>	<i>Scp</i>	<i>Di</i>	<i>Tr</i>	<i>Ttn</i>
	19	20	21	22	23		24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	40.5	56.1	54.6	46.6	44.9	SiO ₂	53.4	54.1	53.3	54.3	44.5	47.3	—	48.0	53.8	53.8	30.4
TiO ₂	—	0.34	—	1.17	1.22	TiO ₂	0.01	0.99	—	—	—	—	—	—	—	—	38.1
Al ₂ O ₃	14.1	2.77	3.74	13.8	14.9	Al ₂ O ₃	5.92	5.80	1.49	0.63	35.3	33.8	—	28.0	0.76	2.39	2.48
FeO	9.33	1.71	3.03	2.25	2.02	FeO	3.80	1.92	7.46	5.08	—	—	0.29	0.39	6.55	9.17	—
MnO	—	—	—	—	—	MnO	—	—	0.44	0.23	—	—	—	—	1.09	2.00	—
MgO	34.6	22.9	28.4	18.7	19.4	MgO	26.0	22.5	13.2	15.5	—	—	0.26	—	13.3	17.2	—
CaO	0.55	15.2	10.1	15.1	12.8	CaO	9.43	12.8	23.6	23.7	19.0	16.3	54.6	19.4	24.0	13.0	28.6
Na ₂ O	—	0.18	—	0.94	1.38	Na ₂ O	—	—	0.24	0.19	0.79	1.94	—	2.57	0.35	—	—
K ₂ O	—	—	—	0.75	0.94	K ₂ O	0.04	—	—	—	—	—	—	0.18	—	0.09	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0.12	SrO	—	—	—	—	—	—	0.90	—	—	—	—
Σ	99.08	99.20	99.87	99.31	97.68	Σ	98.60	98.11	99.73	99.63	99.59	99.34	56.05	98.54	99.85	97.65	99.58
Si	1.38	2.00	1.90	1.65	6.20	Si	6.78	7.27	1.99	2.00	2.06	2.18	—	7.12	2.00	7.63	1.00
Ti	—	0.01	—	0.03	0.13	Ti	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	0.92
Al	0.57	0.12	0.15	0.58	2.43	Al	0.89	0.91	0.07	0.03	1.93	1.84	—	4.88	0.03	0.40	0.10
Fe	0.27	0.05	0.09	0.07	0.23	Fe	0.40	0.22	0.23	0.16	—	—	—	0.05	0.20	1.09	—
Mn	—	—	—	—	—	Mn	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—	0.04	0.24	—
Mg	1.76	1.22	1.48	0.99	4.00	Mg	4.93	4.50	0.73	0.85	—	—	0.01	—	0.74	3.64	—
Ca	0.02	0.58	0.38	0.58	1.89	Ca	1.29	1.84	0.95	0.94	0.94	0.81	0.98	3.07	0.96	1.98	0.98
Na	—	0.01	—	0.06	0.37	Na	—	—	0.02	0.01	0.07	0.17	—	0.74	0.03	—	—
K	—	—	—	0.04	0.17	K	0.01	—	—	—	—	—	—	0.03	—	0.02	—
Cr	—	—	—	—	0.01	Sr	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—
#Mg	0.87	0.95	0.94	0.93	0.95	#Mg	0.92	0.95	0.75	0.83	—	—	—	—	0.76	0.73	—

Примечание. Расчет коэффициентов кристаллохимических формул минералов выполнен катионным методом: оливина и шпинели на 3, пироксена на 4, полевого шпата на 5, слюды на 7, граната на 8, амфибола на 13, хлорита и талька на 10. Индексы минералов: *An* – анортит, *Aug* – авгит, *Al-En* – алюмоэнстатит, *Ba-Kfs* – барийсодержащий полевой шпат, *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Di* – диопсид, *Dol* – доломит, *En* – энстатит, *Fas* – фассайт, *Grt* – гранат, *Hbl* – роговая обманка, *Hst* – гастингсит, *Hu* – гиалофан, *Ilm* – ильменит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз, *Spl* – шпинель, *Scp* – скаполит, *Tlc* – тальк, *Ttn* – титанит, *Tr* – тремолит, *Ts* – чермакит.

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компо- нент	<i>Kfs</i>	<i>Ba-Kfs</i>	<i>Hy</i>			<i>Grt</i>		<i>Bt</i>		<i>Ts</i>	
	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	64.8	62.5	53.6	45.2	37.5	37.5	37.6	34.6	37.4	41.1	43.4
TiO ₂	—	—	—	—	—	0.03	0.06	5.47	5.24	2.03	1.66
Al ₂ O ₃	18.3	18.6	22.1	24.7	27.5	20.0	20.7	12.9	13.6	10.9	12.2
FeO	—	—	—	—	—	29.7	30.7	26.8	22.5	23.7	20.3
MnO	—	—	—	—	—	1.32	0.85	—	—	0.07	—
MgO	—	—	—	—	—	2.11	2.89	7.18	9.14	7.08	8.24
CaO	0.16	0.12	0.27	0.57	0.36	8.90	6.62	—	—	12.0	10.9
Na ₂ O	1.06	1.04	1.60	1.07	0.90	—	—	—	—	0.94	0.95
K ₂ O	15.0	14.0	8.62	5.05	1.94	—	—	8.56	8.16	0.59	0.59
BaO	0.61	3.54	13.2	22.9	31.0	—	—	—	—	—	—
Σ	99.97	99.80	99.39	99.49	99.20	99.56	99.42	95.51	96.04	98.41	98.24
Si	3.00	2.96	2.70	2.45	2.16	2.99	3.00	2.78	2.92	6.21	6.39
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0.33	0.31	0.23	0.18
Al	1.00	1.03	1.31	1.57	1.87	1.90	1.96	1.22	1.25	1.95	2.12
Fe	—	—	—	—	—	2.00	2.06	1.80	1.46	3.00	2.49
Mn	—	—	—	—	—	0.09	0.06	—	—	0.01	—
Mg	—	—	—	—	—	0.25	0.35	0.87	1.06	1.60	1.81
Ca	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.77	0.57	—	—	1.95	1.72
Na	0.10	0.10	0.16	0.11	0.10	—	—	—	—	0.28	0.27
K	0.88	0.84	0.55	0.35	0.15	—	—	0.88	0.81	0.12	0.11
Ba	0.01	0.07	0.26	0.49	0.70	—	—	—	—	—	—
#Mg	—	—	—	—	—	0.11	0.14	0.33	0.42	0.35	0.42

Компо- нент	<i>Grt</i>		<i>Bt</i>	<i>Pl</i>	<i>Hst</i>	<i>Bt</i>	<i>Kfs</i>	<i>Hbl</i>	<i>Tr</i>	<i>Pl</i>	<i>Di</i>	<i>Tlc</i>
	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	37.7	37.8	35.0	61.7	41.3	39.2	64.6	47.6	54.6	48.1	52.8	61.0
TiO ₂	0.20	0.14	4.69	—	1.81	4.90	—	1.42	0.26	—	—	—
Al ₂ O ₃	21.0	20.6	17.6	23.8	13.4	14.9	18.6	9.73	3.68	33.1	0.59	1.17
FeO	33.0	33.0	20.3	—	16.9	18.6	—	10.6	8.22	—	6.38	9.42
MnO	1.22	2.48	—	—	0.28	—	—	0.34	0.17	—	0.21	—
MgO	5.80	3.61	9.65	—	9.51	10.7	—	14.2	17.7	—	15.6	26.2
CaO	0.95	1.66	—	5.26	12.1	—	—	12.5	13.0	16.4	23.9	0.50
Na ₂ O	—	—	—	8.00	1.22	—	1.38	1.06	0.27	2.22	0.29	—
K ₂ O	—	—	9.09	0.35	1.56	8.73	14.3	0.62	0.21	0.02	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	0.66	—	—	—	—	—
Σ	99.87	99.29	96.33	99.11	98.08	97.03	99.54	98.07	98.11	99.84	99.77	98.29
Si	2.99	3.00	2.70	2.77	6.17	2.99	3.00	6.85	7.67	2.21	1.95	3.89
Ti	0.01	0.01	0.27	—	0.20	0.28	—	0.15	0.03	—	—	—
Al	1.97	1.97	1.60	1.26	2.36	1.34	1.02	1.65	0.61	1.79	0.03	0.09
Fe	2.17	2.27	1.31	—	2.11	1.18	—	1.27	0.96	—	0.20	0.50
Mn	0.08	0.17	—	—	0.04	—	—	0.04	0.02	—	—	—
Mg	0.69	0.44	1.12	—	2.12	1.21	—	3.04	3.71	—	0.86	2.49
Ca	0.08	0.14	—	0.85	1.93	—	—	1.92	1.96	0.80	0.94	0.03
Na	—	—	—	0.70	0.35	—	0.12	0.30	0.07	0.20	0.02	—
K	—	—	0.90	0.02	0.30	0.85	0.85	0.11	0.04	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—
#Mg	0.23	0.15	0.46	—	0.50	0.51	—	0.70	0.79	—	0.81	0.83

Notes. Calculation of the coefficients of crystallochemical formulas of minerals is made by cationic method: olivine and spinel by 3, pyroxene by 4, feldspar by 5, mica by 7, garnet by 8, amphibole by 13, chlorite and talc by 10. Index of minerals: *An* – anorthite, *Aug* – augite, *Al-En* – aluminoenstatite, *Ba-Kfs* – barium-containing feldspar, *Bt* – biotite, *Cal* – calcite, *Chl* – chlorite, *Di* – diopside, *Dol* – dolomite, *En* – enstatite, *Fas* – fassaite, *Grt* – гранат, *Hbl* – hornblende, *Hst* – hastingsite, *Hy* – hyalophane, *Ilm* – ilmenite, *Kfs* – potassium feldspar, *Ol* – olivine, *Pl* – plagioclase, *Spl* – spinel, *Scp* – scapolite, *Tlc* – talc, *Ttn* – titanite, *Tr* – tremolite, *Ts* – tschermakite.

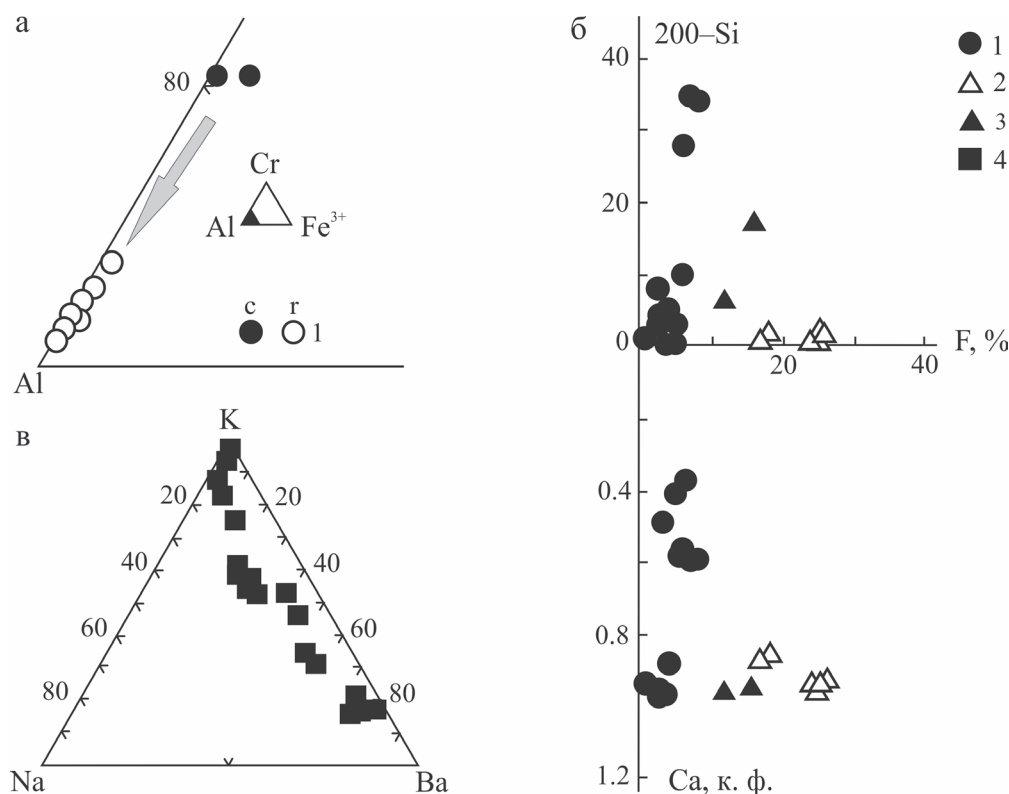


Рис. 4. Вариации состава шпинели (а), клинопироксена (б) и калиевого полевого шпата–цельзиана (в) из метакарбонатно-силикатных пород.

1 – шпинель-форстерит-диопсид-энстатит-доломит-кальцитовая; 2 – скаполит-диопсид-анортит-кальцитовая; 3 – клинопироксенит; 4 – скаполит-полевошпат-кальцитовая.

Fig. 4. Variations of the composition of spinel (a), clinopyroxene (б) and potassium feldspar–cesium (в) from metacarbonate-silicate rocks.

1 – spinel-forsterite-diopside-enstatite-dolomite-calcite; 2 – scapolite-diopside-anorthite-calcite; 3 – clinopyroxenite; 4 – scapolite-feldspar-calcite.

три разновидности. Шпинель (1) октаэдрического габитуса, зональная по составу ($c - \#Cr = 0.21-0.24$, $\#Mg = 0.67-0.73$; $r - \#Cr = 0.04$, $\#Mg = 0.80$) с высоким содержанием хрома в центральной части кристалла и примесью цинка (0.36–0.43 мас. %), которая окружена зернами низкожелезистого диопсида ($\#Mg = 0.96$, $Al_{\text{общ}} = 0.07$ к. ф.) (см. рис. 3г). Мелкие зерна шпинели (2) округлой и неправильной формы образуют включения в низкожелезистом энстатите ($\#Mg = 0.90$, $Si^{4+} = 1.82-1.85$ к. ф.) с более низким содержанием хрома ($\#Cr = 0.08$, $\#Mg = 0.82$). Шпинель (3) с наименьшим количеством хрома ($\#Cr = 0.02-0.04$, $\#Mg = 0.82-0.84$) и примесью цинка (0.11–0.15 мас. %) представлена ксеноморфными зернами между кристаллами оливина, доломита и кальцита (см. рис. 3а, 4а).

Пикроильменит (32–34 мол. % $MgTiO_3$) представлен ксеноморфными образованиями на границе зерен оливина и доломита (см. рис. 3а).

Доломит ($Mg_{46}Ca_{52}$) образует бесформенные выделения в кальцитовом ($Ca_{0.94-0.95}Mg_{0.05-0.06}$) матрик-

се. В отдельных зернах регистрируются прерывистые каймы, сложенные ($Mg_{35}Ca_{64}Fe_1$) магнезиальным кальцитом, и редкие включения тремолита.

Диопсид слагает кристаллы варьирующего размера от 1 до 10 мм, отвечает высокомагнезиальной ($\#Mg = 0.96-0.97$, $Al_{\text{общ}} = 0.03-0.07$ к. ф.) разности с очень низким содержанием алюминия (рис. 4б).

Акцессорные рудные минералы представлены сульфидами и сульфосарсенидами: пирротин, пентландит, герсдорфит, маухерит. В пирротине ($Fe_{0.97}S$) включения маухерита ($(Ni_{10.63}Fe_{0.34})_{10.97}As_{8.00}$) образуют герсдорфитом ($(Ni_{0.50}Co_{0.28}Fe_{0.28})_{1.06}As_{1.06}S_{1.00}$).

Ассоциация чермакит + роговая обманка ± алюмоэнстатит ± авгит ± фассант выделяется условно по взаимоотношению с минералами ранней ассоциации (см. табл. 1, ан. 13–25).

Чермакит представлен редкими кристаллами размером до 0.02 мм в диопсид-кальцитовом матрикесе. По составу соответствует низкожелезистому алюмочермакиту ($\#Mg = 0.94-0.95$, $Ca = 0.78-0.79$, $Al^{\text{VI}} = 0.63-0.70$ к. ф.), содержит до

0.16 к. ф. калия и до 0.02 к. ф. хрома. По краям зерен замещен фассаитом (см. рис. 3е).

Фассаит ($\#Mg = 0.92\text{--}0.94$, $Si^{4+} = 1.65\text{--}1.72$ к. ф., $Al_{\text{общ}} = 0.48\text{--}0.58$ к. ф.) образует и отдельные мелкие (≤ 0.1 мм) зерна в ассоциации с тремолитом ($\#Mg = 0.96$, $Al_{\text{общ}} = 0.20$ к. ф.).

Авгит ($\#Mg = 0.94\text{--}0.95$, $Al_{\text{общ}} = 0.04\text{--}0.15$ к. ф.) с отношением $Ca/(Ca + Mg + Fe) = 0.20\text{--}0.31$ слагает полосы и зоны из мелких (≤ 0.1 мм) зерен по границе кристаллов оливина и доломита, доломита и кальцита и встречается как включение в энстатите (см. рис. 3ж).

Энстатит представлен зернами размером 0.12 мм и менее, развит по границе зерен оливина и диопсида, диопсида и шпинели, оливина и кальцита. Энстатит на контакте с оливином характеризуется низким количеством кремния ($1.82\text{--}1.90$ к. ф.), отсутствием алюминия, колебанием магнезиальности ($0.78\text{--}0.90$) и содержанием кальция до 0.05 к. ф. В ассоциации с диопсидом и кальцитом более магнезиален ($\#Mg = 0.88\text{--}0.90$) и содержит до 0.15 к. ф. алюминия. Алюмоэнстатит ($\#Mg = 0.87$, $Si^{4+} = 1.36\text{--}1.38$ к. ф., $Al_{\text{общ}} = 0.53\text{--}0.57$ к. ф.) вместе с магнезиальной роговой обманкой ($\#Mg = 0.96$, $Si^{4+} = 6.8\text{--}7.3$ к. ф., $Al_{\text{общ}} = 0.50\text{--}0.89$ к. ф.) и тремолитом ($\#Mg = 0.96$, $Si^{4+} = 7.5$ к. ф., $Al_{\text{общ}} = 0.20$ к. ф.) образует мелкозернистый (≤ 0.1 мм) агрегат по границе кристаллов шпинели и диопсида (см. рис. 3д).

Кальцит ($Ca_{0.94\text{--}0.95}Mg_{0.05\text{--}0.06}$) однороден по составу, не содержит SrO.

Анортит-диопсид-кальцитовая ассоциация (см. табл. 1, ан. 26–29) представлена в объеме породы в виде полос и линз. Плагиоклаз и клинопироксен имеют незначительные вариации в составе: анортит-битовнит ($An_{81\text{--}94}$) сосуществует с магнезиальным ($\#Mg = 0.82\text{--}0.83$, $Na = \text{до } 0.03$ к. ф.) диопсидом, а битовнит ($An_{81\text{--}83}$) с более железистым ($\#Mg = 0.75\text{--}0.76$) диопсидом (см. рис. 3з). Для диопсида характерно присутствие в составе марганца (до 0.02 к. ф.), а для кальцита ($Ca_{98\text{--}99}$) – примеси стронция (≤ 0.01 к. ф.).

Скаполит-диопсид-кальцитовая ассоциация ($Scp + Di + Cal \pm Tr \pm Grt \pm Qz \pm Phl \pm Hy$) (см. табл. 1, ан. 30–34) слагает зоны и полосы мощностью от одного до нескольких десятков сантиметров, приуроченные к зонам трещиноватости и сколов. Скаполит представлен неправильной, прямоугольной и изометричной формами зерен размером 0.6–3.0 мм, по составу соответствует мейониту ($Mei_{75\text{--}77}Mar_{23\text{--}25}$) с содержанием хлора менее 0.1 к. ф. Крупные (до 5 мм) кристаллы железистого диопсида ($\#Mg = 0.77\text{--}0.79$, $Al_{\text{общ}} = 0.02\text{--}0.10$ к. ф.) содержат до 0.04 к. ф. марганца. Кальцит имеет примесь (до 0.1 к. ф.) стронция. Графит развит между зернами кальцита и диопсида, иногда в ассоциации с *Kfs*, имеет линейно-параллельное расположение в породе.

Полевошпат-скаполит-кальцитовая ассоциация ($Kfs + Ba\text{--}Kfs + Scp + Cal \pm Qz \pm Hy \pm Di$) (см. табл. 1, ан. 35–39) развита во внешней зоне полос, сложенных скаполит-диопсид-кальцитовой ассоциацией.

Калиевый полевой шпат образует округлые или линзовидные зерна с извилистыми контурами размером 0.2–1.5 мм в скаполит-кальцитовом матриксе. По составу соответствует *Ba-Kfs*, имеет прямую зональность по содержанию бария ($s = 0.06$, $r = 0.13$ к. ф. или $s = 0.21$, $r = 0.26$ к. ф.). Содержит включения кварца, скаполита (Mei_{75}), диопсида ($\#Mg = 0.76$, $Mn = 0.04$ к. ф.) циркона и кальцита (см. рис. 3и). Зерна *Ba-Kfs* имеют кайму из мелкозернистого агрегата калиевого полевого шпата и диопсида.

Гиалофан образует неправильной формы выделения размером до 0.02 мм между зернами диопсида, кальцита, скаполита и калиевого полевого шпата и представлен по составу тремя разновидностями: К-гиалофан ($Ab_{11\text{--}17}Kfs_{53\text{--}75}Cls_{25}$), гиалофан ($Ab_{7\text{--}18}Kfs_{30\text{--}52}Cls_{27\text{--}53}$) и Ва-гиалофан ($Ab_{1\text{--}10}Kfs_{15\text{--}19}Cls_{61\text{--}70}$) (см. рис. 3к, 4в). По содержанию кальция выделяются разновидности, мол. %: с низким – 1–2, повышенным – до 6 и высоким – до 16 – количеством этого компонента. Ва-гиалофан имеет наиболее высокое содержание кальция, до 22 мол. %. В зернах регистрируется зональность, выраженная в замещении Na на Ва от центра к краю, при переходе от К-гиалофана ($Na_{0.1\text{--}0.2}Ba_{0.2\text{--}0.3}$) к гиалофану ($Na_{0.08\text{--}0.18}Ba_{0.3\text{--}0.5}$) или от гиалофана к Ва-гиалофану ($Na_{0.01\text{--}0.1}Ba_{0.6\text{--}0.7}$).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Метакарбонатно-силикатные породы имеют широкие вариации состава, мас. %: $SiO_2 = 17\text{--}52$, $CaO = 22\text{--}45$, $MgO = 5\text{--}21$, $Ca/Mg = 1.4\text{--}8.2$, $\sum P3Э = 6\text{--}72$ г/т. Шпинель-форстерит-диопсид-доломит-кальцитовая разновидность характеризуется низким содержанием SiO_2 – 17–30, высоким CaO – 28–30 мас. % при $CaO/MgO \geq 1.4\text{--}1.6$. Для скаполит-диопсид-кальцитовой разновидности типично более высокое содержание CaO (41–45 мас. %) и низкое MgO (5–7 мас. %) при $CaO/MgO \geq 7\text{--}9$, а для клинопироксеновых и кальцит-клинопироксеновых разновидностей отмечается наиболее высокое содержание SiO_2 (49–52 мас. %), наиболее низкое CaO (21–26 мас. %) и промежуточное MgO (15–19 мас. %), при $CaO/MgO \geq 1.2\text{--}1.6$ (табл. 2, рис. 5). Для состава метакарбонатно-силикатных пород характерно повышенное количество NiO (75–212 г/т) и Cr_2O_3 (44–961 г/т), что не отмечается для “чисто” карбонатных пород. Метакарбонатно-силикатные породы имеют в среднем невысокие содержания Sr (70–115 г/т) и Ва (12–160 г/т) при $Sr/Ba \leq 0.2\text{--}9$. Более высо-

Таблица 2. Содержание петрогенных оксидов (мас. %), редкоземельных и редких элементов (г/т) в метакarbonатно-силикатных породах

Table 2. Content of petrogenic oxides (wt %), rare-earth and rare elements (ppm) in metacarbonate-silicate rocks

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	17.2	15.30	22.3	51.6	51.8
TiO ₂	0.16	0.19	0.10	0.24	0.24
Al ₂ O ₃	1.27	1.08	1.73	1.79	2.87
Fe ₂ O ₃	0.96	0.46	0.35	0.66	0.88
FeO	3.21	3.41	1.46	3.02	3.65
MnO	0.11	0.10	0.26	0.21	0.15
MgO	20.7	22.92	5.05	16.2	16.2
CaO	29.3	28.97	41.6	24.1	22.3
Na ₂ O	0.08	<0.01	0.16	0.16	0.42
K ₂ O	0.02	<0.01	0.18	0.13	0.36
П.п.п.	25.8	26.48	26.7	0.70	0.64
Сумма	98.81	99.20	99.89	98.15	98.63
La	0.84	0.88	10.1	2.25	2.64
Ce	1.85	2.02	24.9	6.32	5.36
Pr	0.33	0.35	3.30	0.82	0.82
Nd	1.36	1.63	13.7	3.61	3.46
Sm	0.41	0.47	3.13	0.85	0.73
Eu	0.14	0.20	1.19	0.25	0.38
Gd	0.50	0.88	3.55	0.87	0.93
Tb	0.08	0.21	0.60	0.14	0.15
Dy	0.63	1.86	3.97	0.88	1.00
Ho	0.12	0.49	0.91	0.18	0.22
Er	0.47	1.79	2.80	0.87	1.67
Tm	0.06	0.33	0.41	0.09	0.09
Yb	0.44	2.71	2.67	0.56	0.67
Lu	0.08	0.42	0.38	0.09	0.09
V	6.43	7.69	19.4	35.8	51.1
Cr	44.5	113	414	728	961
Co	10.9	14.7	5.86	14.7	17.6
Ni	164	177	73	212	202
Cu	1.65	2.3	1.1	4.9	36.4
Zn	12.2	23.7	61	69.4	62.6
Ga	0.60	0.81	4.15	3.51	5.21
Ge	1.97	2.15	1.04	1.85	2.1
Rb	0.96	0.63	3.86	4.14	5.5
Sr	115	143	422	70	78
Y	5.53	16.1	34.8	5.42	7.8
Zr	8.48	10	5.17	8.73	12
Nb	0.25	11.1	0.49	0.39	1.69
Mo	0.03	0.03	0.17	0.11	0.35
Ba	12.5	417	487	167	455
Hf	0.27	1.7	0.20	0.36	0.40
Ta	0.08	0.93	0.02	0.03	0.07
Pb	11.6	15.2	37.4	7.8	7.8
Th	0.12	0.32	0.55	0.42	0.26
U	1.46	0.83	0.86	1.03	0.99

Примечание. Метакarbonатно-силикатные породы: 1 – шпинель-форстерит-кальцитовая, обр. КФ6-10; 2 – шпинель-форстерит-диопсид-кальцитовая, обр. КФ8а-12, Иш06-1; 3 – скаполит-диопсид-кальцитовая, обр. КФ8б-12; 4, 5 – клинопироксенит, обр. КФ7в-12, КФ4-10.

Note. Metacarbonate-silicate rocks: 1 – spinel-forsterite-calcite rock, sample KF6-10; 2 – spinel-forsterite-diopside-calcite rock, samples KF8a-12, Ish06-1; 3 – scapolite-diopside-calcite rock, sample KF8b-12; 4, 5 – clinopyroxenite, samples KF7v-12, KF4-10.

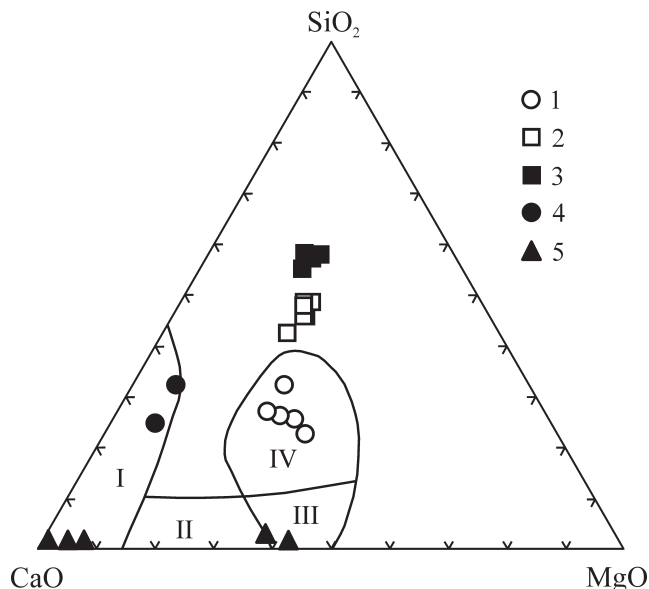


Рис. 5. Диаграмма SiO₂–CaO–MgO состава карбонатных и карбонатно-силикатных пород (по [Мельник и др., 1984]).

1–4 – метакarbonатно-силикатные породы: 1 – шпинель-форстерит-доломит-кальцитовая, 2 – шпинель-форстерит-клинопироксен-кальцитовая, 3 – клинопироксенит, 4 – скаполит-диопсид-кальцитовая; 5 – мраморы [Краснобаев и др., 2013]. Поля составов мраморов: I – кальцитовых, II – доломит-кальцитовых и кальцит-доломитовых, III – доломитовых, IV – кварц-доломитовых и кальцифиров.

Fig. 5. Diagram of SiO₂–CaO–MgO compositions of carbonate and carbonate-silicate rocks (after [Mel'nik et al., 1984]).

1–4 – metacarbonate-silicate rocks: 1 – spinel-forsterite-dolomite-calcite, 2 – spinel-forsterite-clinopyroxene-calcite, 3 – clinopyroxenite, 4 – scapolite-diopside-calcite; 5 – marbles [Krasnobaev et al., 2013]. Fields compositions marbles: I – calcite, II – dolomite-calcite and calcite-dolomite, III – dolomite, IV – quartz-dolomite and calciphyres.

кое (до 450 г/т) количество данных элементов регистрируется в разновидностях, в которых проявлен поздний процесс бариевой минерализации. Они демонстрируют низкие содержания Th (0.12–0.85 г/т) и U (0.8–2 г/т) при Th/U = 0.1–0.65, Zr/Hf 6–31 и Nb/Ta 3–24, т. е. соответствуют области этих значений карбонатных пород. Суммарное содержание редкоземельных элементов в метакarbonатно-силикатных породах составляет в основном 6–25 г/т, редко 70–72 г/т (см. табл. 2). Для них отмечается однотипное, с низкой степенью фракционирования, распределение РЗЭ с незначительным обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых ($La_n/Yb_n = 0.2–2.7$, $La_n/Sm_n = 1.2–2.5$). Спектр распределения РЗЭ имеет плоский тренд со слабо выраженной отрицательной Се-аномалией и отсутствием Eu-минимума ($Eu/Eu^* = 0.92–1.09$) (рис. 6).

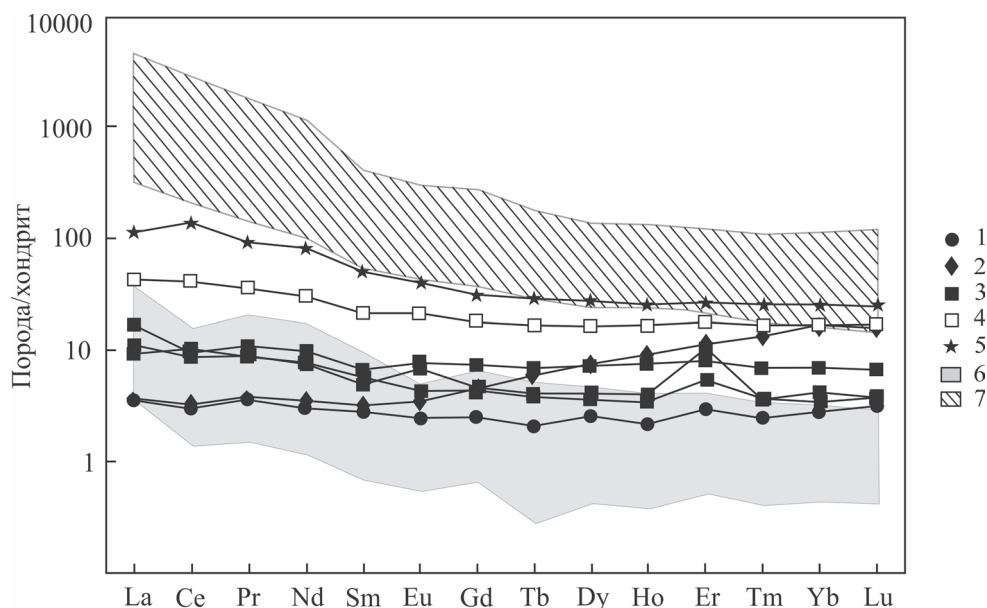


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ в породах.

1–4 – метакарбонатно-силикатные породы: 1 – шпинель-форстерит-доломит-кальцитовая, 2 – шпинель-форстерит-диопсид-кальцитовая, 3 – клинопироксенит, 4 – скаполит-диопсид-кальцитовая; 5 – амфиболит измененный; 6 – мрамор [Краснобаев и др., 2013]; 7 – карбонатит (севит I, II [Недосекова, 2012]). Здесь и далее все элементы нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 6. Spectra of REE distribution in rocks.

1–4 – metacarbonate-silicate rocks: 1 – spinel-forsterite-dolomite-calcite, 2 – spinel-forsterite-diopside-calcite, 3 – clinopyroxenite; 4 – scapolite-diopside-calcite; 5 – altered amphibolite; 6 – marble [Krasnobaev et al., 2013]; 7 – carbonatite (sevit I, sevit II [Nedosekova, 2012]). All elements are normalized to chondrite [McDonough, Sun, 1995].

Р-Т УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ– ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕТАКАРБОНАТНО- СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

В метакарбонатно-силикатных породах широкий спектр минералов отражает их образование–преобразование, однако однозначно выделить равновесные минеральные ассоциации не представляется возможным. Оливин + шпинель(1) ± низкожелезистый диопсид ± доломит + ильменит + циркон представляют, вероятно, первичную, менее преобразованную, минеральную ассоциацию. По магнезиальности оливина и шпинели и по содержанию хрома в составе шпинели [Obata, 1980; Fabries, 1979; Dick, Bullen, 1984] образование их определяется областью температур 850–880°C. Высокое содержание, до 32 мол. %, $MgTiO_3$ в ильмените указывает на высокотемпературные условия его образования [Mitchell, 1978]. Кристаллизация циркона ранней генерации по содержанию в его составе титана [Watson et al., 2006] оценивается температурой 830–840°C.

Чермакит + диопсид + энстатит + авгит ± алюмоэнстатит ± фассаит + роговая обманка + кальцит + шпинель(2) + циркон минеральная ассоциация отражает “промежуточное” преобразо-

вание метакарбонатно-силикатных пород. По магнезиальности диопсида–энстатита и содержанию кальция в энстатите по геотермобарометру [Brey, Köhler, 1990] термодинамические условия их образования оцениваются как $T \leq 845^\circ\text{C}$ при $P \leq 5$ кбар. По отношению Al^{IV}/Ca в чермаките и роговой обманке по термобарометру [Мишкин, 1990] они образованы при $T = 700\text{--}750^\circ\text{C}$ и $P \geq 4$ кбар.

Анортит + диопсид + кальцитовая и скаполит + полевой шпат + кальцитовая ассоциации образованы в области $T = 500\text{--}686^\circ\text{C}$ и $P = 4.3\text{--}8.6$ кбар [Дубинина, Вализер, 2009]. По содержанию титана в поздней генерации циркона заключительный этап преобразования карбонатно-силикатных пород происходил при $T \approx 695^\circ\text{C}$. Условия образования поздних барийсодержащих минералов, Ва-Kfs и гиалофана определяются как $T \approx 500^\circ\text{C}$ и P до 3 кбар [Essene et al., 2005].

Термодинамические параметры метаморфизма плагиогнейсов по гранат-биотитовому геотермобарометру [Perchuk, 1991] оцениваются областью $T_1 = 685\text{--}772^\circ\text{C}$ при $P \approx 3\text{--}7$ кбар и $T_2 = 645\text{--}657^\circ\text{C}$ при $P \approx 3\text{--}7$ кбар, а по гранат-амфиболовому геотермобарометру и отношению Al^{IV}/Ca в чермаките и роговой обманке – как $T = 580\text{--}660^\circ\text{C}$ при $P \approx 5\text{--}9$ кбар.

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов из шпинель-форстерит-кальцитовый породы**Table 3.** U-Pb age of zircons from spinel-forsterite-calcite rock

Кратер	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержание, г/т			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	D	Возраст, млн лет (1)	Изотопные отношения						Rho
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm \%$
1.1	0.30	57	103	12.9	1.88	-1	1718 ± 19	0.1047	2.3	4.41	2.6	0.3053	1.3	0.486
1.2	0.22	64	81	17.6	1.31	-3	1782 ± 15	0.1062	1.5	4.662	1.8	0.3184	0.96	0.544
1.3	0.46	110	15	4.38	0.14	23	281.1 ± 3.2	0.0537	6	0.342	6.2	0.0462	1.1	0.185
1.4	0.15	97	80	25	0.85	2	1686 ± 13	0.1055	1.1	4.346	1.4	0.2989	0.85	0.596
2.1	0.00	596	3	22.9	0.01	-15	282.2 ± 2	0.05101	1.6	0.3147	1.7	0.04474	0.73	0.419
3.1	0.09	202	314	53.5	1.61	0	1730 ± 11	0.10552	0.77	4.479	1	0.3078	0.71	0.681
3.2	0.06	77	86	20.4	1.15	0	1727 ± 12	0.1062	1	4.499	1.3	0.3072	0.79	0.604
4.1	0.19	174	93	9.59	0.55	-4	399.6 ± 3.5	0.0543	2.9	0.479	3	0.06395	0.9	0.300
4.2	1.91	15	40	0.716	2.76	-54	345.2 ± 8.5	0.049	25	0.374	25	0.055	2.5	0.102
5.1	0.05	219	30	59.4	0.14	13	1765 ± 11	0.1232	1.2	5.348	1.4	0.3149	0.68	0.484
6.1	0.09	289	35	33.5	0.12	119	816 ± 5.1	0.1091	1.5	2.031	1.6	0.13494	0.66	0.414
5.1 Re	0.54	277	36	62.9	0.14	30	1505 ± 8.9	0.1199	1.7	4.348	1.8	0.263	0.66	0.372

Примечание. Погрешность анализов $\pm 1\sigma$. Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции. D – дискордантность. Ошибка калибровки стандарта 0.36%.

Note. Analytical error is $\pm 1\sigma$. Pb_c and Pb^* – common and radiogenic lead. (1) – correction by ^{204}Pb . Rho – coefficient of correlation. D – discordance. The error of calibration of standards is 0.36%.

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА ИЗ МЕТАКАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Информация о возрасте циркона из шпинель-форстерит-кальцитовый породы (проба К-2094) приведена в табл. 3 и на рис. 7. По соотношениям возраст-U и Th/U основная часть цирконов постулируется тремя (I–III) интервалами датировок, возрастные рамки которых определены как 1780–1720 млн лет (кр. 1.1, 1.2, 3, 5, 6), 400–340 млн лет (кр. 4) и 290–280 млн лет (кр. 1.3, 2). Связующими для них являются гетерогенные, полихронные кристаллы, “объединяющие” в едином зерне по две возрастные генерации (кр. 1.3). Содержание и характер распределения РЗЭ в цирконе (табл. 4, рис. 8) отражают специфические особенности их образования-преобразования в интервале выделяемых возрастных датировок.

В ранней (1780–1720 млн лет) генерации циркона характер распределения РЗЭ сходен с распределением РЗЭ в магматическом цирконе или (и) цирконе основных гранулитов ($\text{Yb}_n/\text{Gd}_n = 32\text{--}70$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 31\text{--}60$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2\text{--}0.7$, $\Sigma\text{РЗЭ} = 500\text{--}1500$ г/т) [Федотова и др., 2008; Каулина, 2010]. Наблюдается крутой наклон линии распределения РЗЭ при повышенном содержании ТРЗЭ $\text{Yb}_n/\text{Gd}_n = 9\text{--}22$, четко выраженными положительной Се ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 22\text{--}65$) и отрицательной Еу ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.10\text{--}0.27$) аномалиями и высоким количеством $\Sigma\text{РЗЭ}$ (399–1292 г/т). По соотношению отдельных лантаноидов ($\text{U}\text{--}\text{Yb}$, $\text{Ce}/\text{Ce}^*\text{--}(\text{Sm}/\text{La})_n$ и $(\text{Sm}/\text{La})_n\text{--}\text{La}$), которые широко используются при определении особенностей происхождения цирконов [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005;

Grimes et al., 2007; Fu et al., 2009], ранняя генерация циркона может быть отнесена к континентальным мафическим цирконам, имеющим магматическую природу (рис. 9). По содержанию титана в цирконе [Watson et al., 2006] температура кристаллизации циркона отвечает значениям 830–840°C (кр. 1.1, 1.2, 3.2) и $\approx 700^\circ\text{C}$ (кр. 3.1). Генерация циркона (кр. 4) с датировкой 400–340 млн лет имеет контрастные спектры распределения РЗЭ. Спектры распределения РЗЭ в ядре кристалла (4.1) и ранней генерации цирконов (кр. 3) близки по характеру. Они имеют отчетливую положительную Се ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 13$), но слабо выраженную отрицательную Еу ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45$) аномалии, при высоком содержании $\Sigma\text{РЗЭ} = 915$ г/т. Спектр распределения РЗЭ краевой зоны кристалла (кр. 4.2) имеет более крутой наклон при низком количестве РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ} = 167$ г/т), четко выраженную Се ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 39$) и отсутствие Еу-аномалии, а в области Nd регистрируется “корытообразный” провал. По соотношению отдельных лантаноидов (см. рис. 9) циркон тяготеет к ареалу метасоматических разностей. Температура образования циркона (T_{Ti} , °C) соответствует $s = 767^\circ\text{C}$, $r = 623^\circ\text{C}$.

Поздняя генерация циркона представлена в виде оторочки кристаллов ранней генерации (кр. 1.3) и вновь образованными кристаллами (кр. 2). Содержание РЗЭ низкое ($\Sigma\text{РЗЭ} = 170$ г/т). Спектр распределения РЗЭ сопоставим с распределением РЗЭ в ранних генерациях, четко выраженной Се ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 93$) и Еу ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.15$) аномалиям и крутым наклоном линии, $\text{Yb}_n/\text{Gd}_n = 40$. Образован при метасоматическом процессе, температура которого отвечает (T_{Ti}), области 700°C .

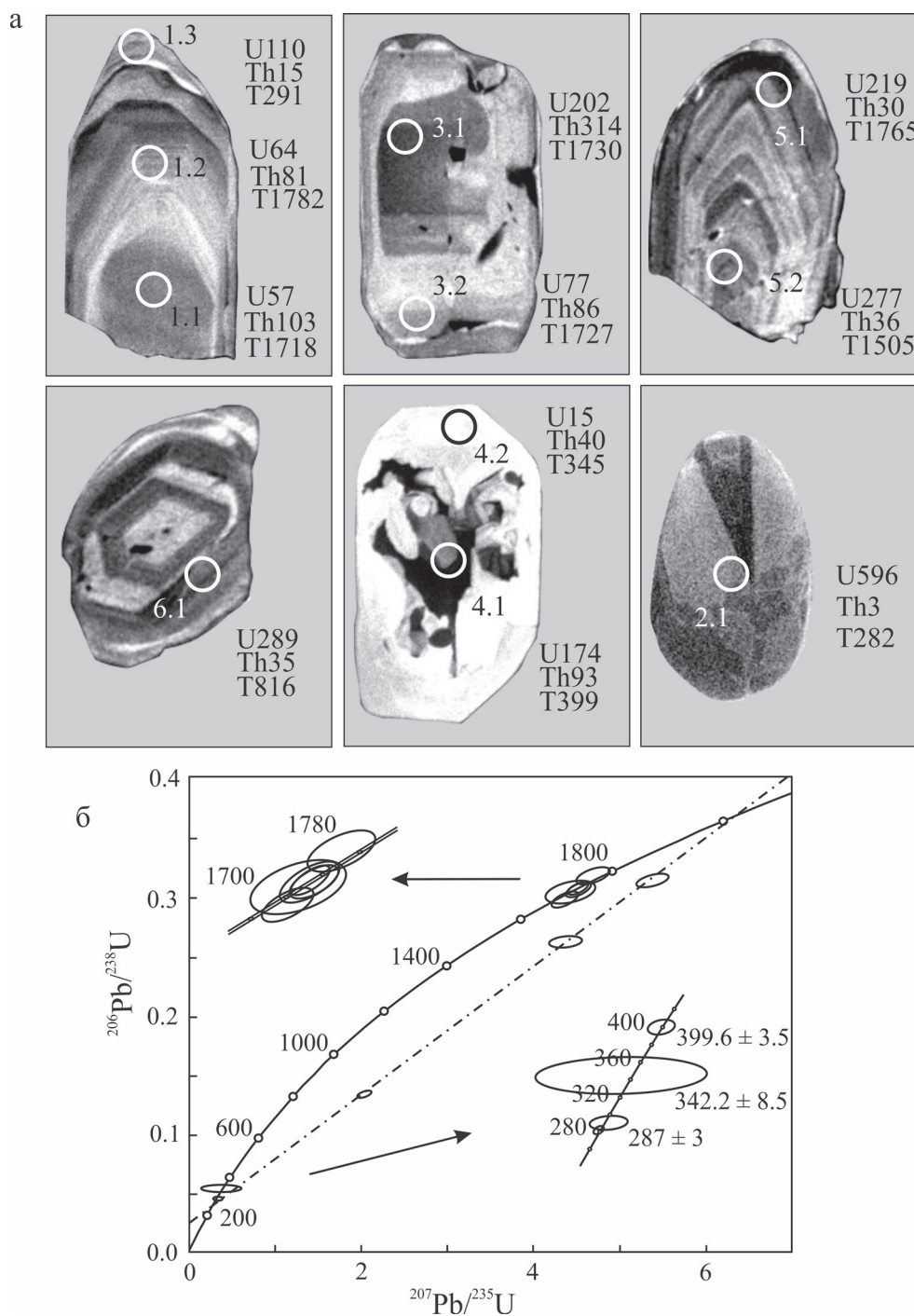


Рис. 7. Минералого-геохимические особенности (а) и U–Pb возраст (б) цирконов из шпинель-форстерит-кальцитовый породы.

Числа – номера кристаллов и кратеров, содержание U, Th (г/т) и возраст (Т, млн лет, по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, см. табл. 3).

Fig. 7. Mineralogical and geochemical features (a) and U–Pb age of zircons (б) from spinel-forsterite-calcite rock.

Numbers are items of crystals and craters, the content of U, Th (ppm) and age (T, Ma, of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, Table 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метакарбонатные и метакarbonатно-силикатные породы приурочены к меридиональным тек-

тоническим сдвигам, зонам сочленения преобразованных пород селянkinской серии и мафит-ультрамафитовой ассоциации сайтовской серии.

Метакарбонатно-силикатные породы по содер-

Таблица 4. Содержания редкоземельных и редких элементов (г/т) в цирконах из шпинель-форстерит-кальцитовый породы**Table 4.** Contents of rare-earth and rare elements (ppm) in zircons from spinel-forsterite-calcite rock

Компонент	Кристаллы						
	1.1	1.2	1.3	3.1	3.2	4.1	4.2
La	0.15	0.06	0.02	0.13	0.27	2.29	0.07
Ce	35.1	30.8	9.9	44.2	27.0	77.7	9.4
Pr	0.88	0.22	0.03	0.82	0.32	0.94	0.05
Nd	12.18	1.90	0.38	12.74	2.36	8.75	0.16
Sm	14.5	3.0	0.5	16.0	2.9	7.3	0.3
Eu	2.44	0.45	0.06	0.95	0.26	1.93	0.09
Gd	52.76	13.84	2.79	55.81	11.1	23.5	1.50
Dy	141.5	53.6	13.7	177.9	43	82	8.9
Er	244.9	114.1	36.3	343.2	95	190	30.3
Yb	387	218	90	553	187	445	90
Lu	61.3	35.6	16.1	87.1	30	76	16.0
Li	0.049	0.082	0.176	0.067	0.217	0.178	0.029
Ca	3.4	1.9	1.6	1.2	5.6	10.3	3.44
Ti	28.0	26.2	5.8	6.7	25.2	13.3	2.2
Sr	0.46	0.38	0.06	0.45	0.33	0.89	0.33
Y	1407	648	207	1619	520	1048	128
Nb	53	55	0	23	56	49	34.4
Ba	1.1	1.4	1.4	0.6	2.7	1.67	0.88
Hf	8302	8782	7768	8531	9266	4926	9102
Th	132.7	91	51	335	89	289	48
U	97	97	144	296	117	415	21
Th/U	1.37	0.94	0.35	1.13	0.76	0.70	2.28
Eu/Eu*	0.27	0.21	0.15	0.10	0.14	0.45	0.44
Ce/Ce*	23	65	93	33	22	13	39
$\Sigma P3Э$	952.71	471.65	169.78	1291.85	399.22	915.41	156.77
(Sm/La) _n	155	25	37	194	17	5	6
(Lu/Gd) _n	9.4	20.8	46.6	12.6	22.3	26.0	86.5
(Lu/La) _n	3922	6010	6801	6369	1084	318	2103
(Yb/Gd) _n	9	19	40	12	20	23	74
T _{кри} , °C	840	833	695	707	830	767	623

Примечание. Eu/Eu*, Ce/Ce*, (Sm/La)_n, (Lu/Gd)_n, (Lu/La)_n – нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995]. Eu/Eu* = Eu_n/(Sm_n+Gd_n)/1/2, Ce/Ce* = Ce_n/(La_n+Pr_n)/1/2. Номера кристаллов и точек анализов – см. табл. 3 и рис. 7.

Note. Eu/Eu*, Ce/Ce*, (Sm/La)_n, (Lu/Gd)_n, (Lu/La)_n – ratios are normalized to chondrite [McDonough, Sun, 1995]. Eu/Eu* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n)/1/2, Ce/Ce* = Ce_n/(La_n + Pr_n)/1/2. The numbers of crystals and analysis points, see Table. 3 and Fig. 7.

жанию основных петрогенных элементов можно отнести по исходному составу к осадочным и вулканогенно-осадочным образованиям со значительным количеством ультраосновного материала. Яркой геохимической характеристикой для их состава является повышенная роль Co (5–18 г/т), Ni (73–210 г/т) и Cr (44–961 г/т), содержания которых в 2–10 раз выше, чем средние значения данных элементов в карбонатитах. По низкому количеству редких элементов Zr (5–12 г/т), Sr (70–145 г/т) и Ba (12–160 г/т) они сопоставимы с карбонатными породами, образованными в субплатформенной обстановке [Летникова, 2002, 2005]. Низкое, более чем в 5 раз, содержание P3Э и отношение La_n/Yb_n, чем в среднем в карбонатитах, отсутствие или неотчетливые аномалии – отрицательная Ce и положительная Eu – также подчеркивают их осадочную метаморфогенную природу.

Широкая гамма минералов и неравномерность минеральных ассоциаций предполагают образование–преобразование метакarbonатно-силикатных пород при разных термодинамических условиях и продолжительном периоде времени. *P–T–t* тренд их эволюции имеет регрессивную направленность, выраженную в понижении температуры от 850 до 500°C и вариации давления от 8–9 до 2–3 кбар при переходе от ранних к поздним минеральным ассоциациям.

Возрастные датировки цирконов из шпинель-форстерит-кальцитовый породы, отвечающие триаде возрастных этапов, согласуются и с их геохимическими вариациями, и с возрастными координатами ассоциирующих пород. Мезаптерозойский возраст цирконов метакarbonатно-силикатных пород сопоставим с датировками по цирконам из амфиболитов селянkinской серии и из

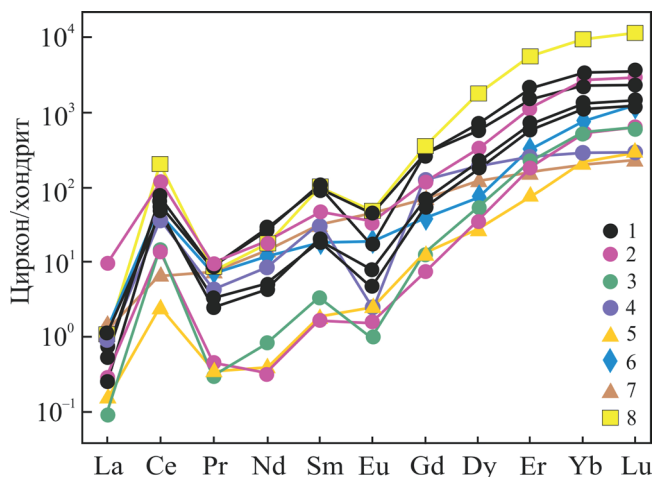


Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ в цирконах из пород.

1–3 – метакарбонатно-силикатная порода: 1 – I генерация (1.1, 1.2, 3.1, 3.2), 2 – II генерация (4.1, 4.2), 3 – III генерация (1.3) (номера – см. табл. 3, рис. 7); 4–5 [Федотова и др., 2008]: 4 – гранулит, 5 – сиенит; 6–8 [Belousova et al., 2002]: 6 – карбонатит, 7 – сиенит, 8 – сиенит-пегматит.

Fig. 8. Spectra of REE distribution in zircons from rocks.

1–3 – metacarbonate-silicate rock: 1 – I generation (1.1, 1.2, 3.1, 3.2), 2 – II generation (4.1, 4.2), 3 – III generation (1.3) (numbers see in Table 3, Fig. 7). 4–5 [Fedotova et al., 2008]: 4 – granulite, 5 – syenite; 6–8 [Belousova et al., 2002]: 6 – carbonatite, 7 – syenite, 8 – syenite pegmatite.

ультрамафитов Няшевского массива [Краснобаев и др., 2011, 2016a]. D_1 – C_1 рубеж цирконообразования в них практически совпадает с цифрами возраста цирконов преобразованных ранних генераций миаскитов [Краснобаев и др., 2016b]. Пермская датировка цирконов метакарбонатно-силикатных пород хорошо коррелируется с возрастными параметрами цирконов поздних разнообразнейших из ультрамафитов, миаскитов, разнообразных метасоматитов и пегматитов.

Распределение РЗЭ в цирконах ранней ($T \approx 1740$ млн лет) генерации показывает, что по характеру спектра распределения РЗЭ, $\sum \text{РЗЭ}$ (ср. 780 г/т), положительной Ce (ср. 36) и отрицательной Eu (ср. 0.18) аномалий, отношений Th/U (ср. 1.0), Yb_n/Gd_n (ср. 16) и Nb_n/Sm_n (ср. 46) они аналогичны гранулитовому типу цирконов [Belousova et al., 2002; Федотова и др., 2008; Каулина, 2010]. Геохимические параметры цирконов поздних генераций характеризуются уменьшением концентраций $\sum \text{РЗЭ}$ до 150 г/т, менее выраженными Eu (0.15–0.44) и Ce (13–93) аномалиями, значительными вариациями значений Th/U (0.4–2.3), Yb_n/Gd_n (23–74) и Yb_n/Sm_n (56–328). По конфигурации спектров распределения РЗЭ спектр циркона с $T = 399$ млн лет (кр. 4.1) сопоставим со спектром

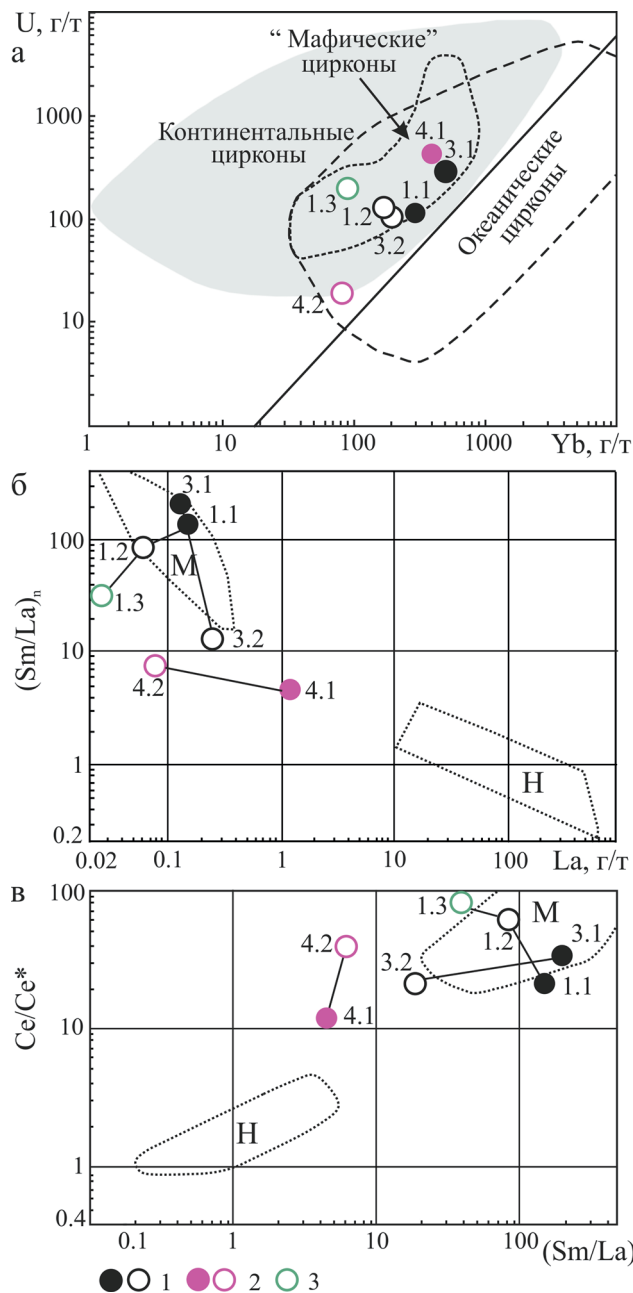


Рис. 9. Генетическая классификация цирконов из метакарбонатно-силикатных пород по U–Yb, г/т (a) [Grimes et al., 2007]; по $(\text{Sm}/\text{La})_n$ –La (б), Ce/Ce^* – $(\text{Sm}/\text{La})_n$ (в) [Hoskin, 2005].

1–3 – генерации цирконов: 1 – I (1.1, 1.2, 3.1, 3.2), 2 – II (4.1, 4.2), 3 – III (1.3). Поля: М – магматических, Н – гидротермальных цирконов. Центр зерна – залитый знак, край – незалитый.

Fig. 9. Genetic classification of zircons from metacarbonate-silicate rocks in U–Yb, ppm (a) [Grimes et al., 2007]; $(\text{Sm}/\text{La})_n$ –La (б), Ce/Ce^* – $(\text{Sm}/\text{La})_n$ (в) [Hoskin, 2005].

1–3 – generation of zircons: 1 – I (1.1, 1.2, 3.1, 3.2), 2 – II (4.1, 4.2), 3 – III (1.3). Field: M is magmatic zircons, H is hydrothermal zircons. Center of the grain is a filled sign, the rim of the grain is a blank sign.

цирконов из магматических сиенитов [Федотова и др., 2008], а спектры цирконов с $T = 345$ млн лет (кр. 4.2) и 291 млн лет (кр. 1.3) аналогичны спектру цирконов сиенитов массива Онтарио, Канада [Belousova et al., 2002]. Основное отличие в обоих случаях заключается в преобладании ТРЗЭ над ЛРЗЭ и в более высоком содержании Hf (4900–9100 г/т).

Метакарбонатно-силикатные породы имеют осадочную природу субстрата. Их образование–преобразование датируется временным интервалом от PR_1 (1780–1720 млн лет) до P_1 (260–280 млн лет) и отражает процессы гранулитового метаморфизма и тектоно-метасоматических процессов, связанных с образованием щелочных пород и поздними сдвиговыми деформациями, что согласуется с ранее полученными оценками по породам селянkinской серии, ультрамафитам, миаскитам и пегматитам Ильменогорского комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Багдасаров Ю.А. (1990) О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условиях их образования. *Геохимия*, (8), 1108–1119.
- Багдасаров Ю.А. (2014) О некоторых условиях образования карбонатитов линейно-трещинного типа. *Литосфера*, (4), 113–119.
- Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И., Рассказова А.Д. (1992) Селянkinский блок Ильменских–Вишневых гор. *Уфимская широтная структура Урала. Путеводитель экскурсий по докембрийским толщам, Ильмено-вишневогорскому щелочному комплексу и месторождениям полезных ископаемых*. Миасс: Геотур, 75–81.
- Дубинина Е.В., Вализер П.М. (2009) Минералогия скаполитсодержащих пород Ильменогорского комплекса на Южном Урале. *Урал. минералог. сб.*, **16**. Миасс: ИМин УрО РАН, 86–96.
- Иванов К.С. (2011) О природе карбонатитов Урала. *Литосфера*, (1), 20–33.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 144.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2013) Новый тип карбонатитов на Урале. *Литосфера*, (3), 43–56.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В., Мурдасова Н.М. (2016а) Цирконология серпентинитов Няшевского массива (Южный Урал). *Докл. АН*, **471**(6), 703–707.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016б) Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал). *Геохимия*, (7), 1–15.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В., Родионов Н.В. (2011) Цирконология амфиболитов селянkinской толщи Ильменских гор (Южный Урал). *Докл. АН*, **441**(5), 661–665.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Чередниченко С.В., Бушарина С.В., Медведева Е.В., Пресняков С.Л. (2013) Цирконология карбонатных пород (мраморы–карбонатиты) Ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал). *Докл. АН*, **450**(1), 76–81.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 272.
- Летникова Е.Ф. (2002) Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях. *Докл. АН*, **385**(5), 672–676.
- Летникова Е.Ф. (2005) Геодинамическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента палеоазиатского океана. *Литосфера*, (1), 70–81.
- Мельник Ю.П., Сироштан Р.И., Радчук В.В., Иванова Л.И. (1984) Физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород. Киев: Наук. думка, 136.
- Мишкин М.А. (1990) Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов. *Докл. АН*, **312**(4), 944–946.
- Недосекова И.Л. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb, Lu–Hf данные. *Литосфера*, (5), 77–95.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. (2009) Ильмено-вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия). *Геология рудн. месторожд.*, **51**(2), 157–181.
- Попов В.А., Макагонов Е.П., Никандров С.Н. (1998) О новых проявлениях карбонатитов на Урале. *Урал. минералог. сб.*, **8**. Миасс: ИМин УрО РАН, 240–248.
- Рассказова А.Д., Ленных В.И., Вализер Н.И. (1986) Кальцифиры и мраморы нижних толщ Ильмено-Вишневогорского комплекса. *Ежегодник-1985*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 68–71.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2006) Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы. *Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 3–19.
- Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. (2008) Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях. *Геохимия*, (9), 980–997.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.V., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Miner. Petrol.*, (143), 602–622.
- Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, **31**(6), 1353–1378.
- Dick J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Miner. Petrol.*, **86**(1), 54–76.
- Essene E.J., Clafflin C.L., Giorgetti G., Mata P.M., Peacor D.R., Arkai P., Rathmell M.A. (2005) Two-, three- and four-feldspar assemblages with hyalophane and celadonite: implications for phase equilibria in $BaAl_2Si_2O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ – $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$. *Eur. J. Miner.*, **17**(4), 515–535.
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **69**(4), 329–336.
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidindurg high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*,

259, 131-142.

- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007). Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, **35**(7), 643-646.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 27-62.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(3-4), 223-253.
- Mitchell R.H. (1978) Manganoan magnesian ilmenite and titanite clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, São Paulo, Brazil. *Amer. Miner.*, (63), 544-547.
- Obata M. (1980) The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the *P-T* trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.*, **21**(3), 533-572.
- Perchuk L.L. (1991) Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. *Progress in metamorphic and magmatic petrology* (Ed. L.L. Perchuk). Cambridge: Cambridge University Press, 93-112.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.*, (151), 413-433.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley). *Rev. Econom. Geol.*, (7), 1-35.
- Dubinitina E.V., Valizer P.M. (2009) Mineralogy of scapolite-bearing rocks of the Ilmenogorsk complex in the South Urals. *Ural'skii mineralogicheskii sbornik*, **16**, Miass: IMin UrO RAN, 86-96. (In Russian)
- Essene E.J., Claflin C.L., Giorgetti G., Mata P.M., Peacor D.R., Arkai P., Rathmell M.A. (2005) Two-, three- and four-feldspar assemblages with hyalophane and celadonite: implications for phase equilibria in $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 . *Eur. J. Miner.*, **17**(4), 515-535.
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **69**(4), 329-336.
- Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. (2008) Geochemistry of zircon (ion microprobe data) as an indicator of the genesis of the mineral at geochronological studies. *Geokhimiya*, (9), 980-997. (In Russian)
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidindburg high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142.
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007). Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, **35**(7), 643-646.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 27-62.
- Ivanov K.S. (2011) On the nature of carbonatites of the Urals. *Litosfera*, (1), 20-33. (In Russian)
- Kaulina T.V. (2010) *Obrazovanie i preobrazovanie tsirkona v polimetamorficheskikh kompleksakh* [Formation and transformation of a zircon in polymetamorphic complexes]. Apatity: Kol'skii NTs RAN, 144 p. (In Russian)
- Korinevskii V.G., Korinevskii E.V. (2013) A new type of carbonatites in the Urals. *Litosfera*, (3), 43-56. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Anfilogov V.N., Medvedeva E.V., Busharina S.V., Murdasova N.M. (2016a) Zirconology of serpentinites of the Nyashevskii massif (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **471**(6), 703-707. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Busharina S.V., Medvedeva E.V. (2016b) Zirconology of miaskites of the Ilmeny mountains (South Urals). *Geokhimiya*, (7), 1-15. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Cherednichenko S.V., Busharina S.V., Medvedeva E.V., Presnyakov S.L. (2013) Zirconology of carbonate rocks (marbles-carbonatites) Il'meno-Vishnevogorsky complex (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **450**(1), 76-81. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Rusin A.I., Busharina S.V., Medvedeva E.V., Rodionov N.V. (2011) Zirconology of amphibolites of Selyankino strata of the Ilmeny mountains (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **441**(5), 661-665. (In Russian)
- Letnikova E.F. (2002) Use of geochemical characteristics of carbonate rocks in paleogeodynamic reconstructions.

REFERENCES

- Bagdasarov Yu.A. (1990) On the main petrochemical and geochemical features of carbonatites of a linear type and conditions for their formation. *Geokhimiya*, (8), 1108-1119. (In Russian)
- Bagdasarov Yu.A. (2014) On some conditions for the formation of carbonatites of a linearly cracked type. *Litosfera*, (4), 113-119. (In Russian)
- Bazhenov A.G., Belogub E.V., Lennykh V.I., Rasskazova A.D. (1992) Selyankinsky block of Ilmeny-Vishnyevye mountains. *Ufimskaya shirotnaya struktura Urala. Putevoditel' ekskursii po dokembriiskim tolshcham Il'meno-Vishnevogorskogo shchelochnomu kompleksu i mestorozhdeniyam poleznykh iskopaemykh* [Ufa latitudinal structure of the Urals. Guide excursions to Precambrian strata, Ilmeny-Vishnevogorsky alkaline complex and deposits]. Miass: Geotour Publ, 10-32. (In Russian)
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.V., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Miner. Petrol.*, (143), 602-622.
- Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, **31**(6), 1353-1378.
- Dick J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Miner. Petrol.*, **86**(1),

- Dokl. Akad. Nauk*, **385**(5), 672-676. (In Russian)
- Letnikova E.F. (2005) Geodynamic specificity of carbonate sediments of different geodynamic environments of the north-eastern segment of Paleoasian ocean. *Litosfera*, (1), 70-81. (In Russian)
- Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) *Shchelochno-karbonatitovye komplekсы Urala* [Alkaline-carbonatite complexes of the Urals]. Ekaterinburg: Uralgeolkom Publ., 272 p. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(3-4), 223-253.
- Mel'nik Yu.P., Siroshstan R.I., Radchuk V.V., Ivanova L.I. (1984) *Fiziko-khimicheskie usloviya metamorfizma karbonatnykh porod* [Physico-chemical conditions of metamorphism of carbonate rocks]. Kiev: Nauk. Dumka Publ., 136 p. (In Russian)
- Mishkin M.A. (1990) Amphibole geothermobarometer for metabasites. *Dokl. Akad. Nauk*, **312**(4), 944-946. (In Russian)
- Mitchell R.H. (1978) Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, São Paulo, Brazil. *Amer. Miner.*, (63), 544-547.
- Nedosekova I.L., Vladykin N.V., Pribavkin S.V., Bayanova T.B. (2009) Ilmeno-Vishnevogorsky miaskite-carbonatite complex: origin, ore, material sources (Urals, Russia) *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **51**(2), 157-181. (In Russian)
- Nedosekova I.L. (2012) The age and substance sources Ilmeno-Vishnevogorsk alkaline complex (Urals, Russia): geochemical and isotopic Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf data. *Litosfera*, (5), 77-95. (In Russian)
- Obata M. (1980) The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the *P-T* trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.*, **21**(3), 533-572.
- Perchuk L.L. (1991) Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. *Progress in metamorphic and magmatic petrology* (Ed. L.L. Perchuk). Cambridge: Cambridge University Press, 93-112.
- Popov V.A., Makagonov E.P., Nikandrov S.N. (1998) On the new forms of carbonatites in the Urals. *Uralskii mineralogicheskii sbornik*, **8**. Miass: IMin UrO RAN, 240-248. (In Russian)
- Rasskazova A.D., Lennykh V.I., Valizer N.I. (1986) Calciphyres and marbles of the lower strata of Ilmeno-Vishnevogorsky complex. *Ezhegodnik-1985*. Sverdlovsk: IGG UNTs AN SSSR, 68-71. (In Russian)
- Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2006) Geology of the Ilmeny mountains: situation, problems. *Geologiya i mineralogiya il'menogorskogo kompleksa: situatsiya i problemy* [Geology and mineralogy of Ilmenogorsky complex: situation and problems]. Miass: IGZ UrO RAN, 3-19. (In Russian)
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.*, **151**, 413-433.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley). *Rev. Econom. Geol.*, (7), 1-35.