

549.0 (470.5)

**КЛИНТОНИТ $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Al}_3\text{SiO}_{10}](\text{OH})_2$
ИЗ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА**

В.Г. Кориневский, В.А. Котляров, Е.В. Кориневский, М.В. Штенберг, С.М. Лебедева
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, vgkor@mineralogy.ru

**CLINTONITE $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Al}_3\text{SiO}_{10}](\text{OH})_2$ FROM
THE ILMENO -VISHNEVOGORSKY COMPLEX OF THE SOUTH URALS**

V.G. Korinevsky, V.A. Kotlyarov, E.V. Korinevsky, M.V. Shtenberg, S.M. Lebedeva
Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, vgkor@mineralogy.ru

Клинтонит – редкая разновидность хрупких слюд (кальциевый аналог флогопита). Описана его новая находка на Урале. Клинтонит входит в состав гранатового клинопироксенита, слагающего глыбу-включение в серпентинитовом меланже. Рассмотрена геологическая обстановка, в которой находятся клинтонитсодержащие породы Урала. Сделан вывод о наиболее вероятном магматическом, а не метасоматическом их происхождении. Приведены первые для уральских клинтонитов инфракрасные и рамановские спектры.

Илл. 7. Табл. 3. Библ. 29.

Ключевые слова: клинтонит, Урал, Ильмено-Вишневогорский комплекс, гранатовый клинопироксенит, инфракрасный и рамановский спектры.

Clintonite – rare type of brittle mica (calcium analogue of phlogopite). Its new find in Urals is described. Clintonite is a part of garnet clinopyroxenite, composing a block-inclusion in a serpentinite melange. Geological conditions in which are clintonite-bearing rocks of Urals are considered. The conclusion is drawn on the most probable magmatic, instead of metasomatic, their genesis. The first are resulted for Urals clintonites infrared and raman spectrums.

Figures 7. Tables 3. References 29.

Key words: clintonite, Urals, Ilmeno-Vishnevogorsky complex, garnet clinopyroxenite, infrared and raman spectrums.

Введение

Один из редких видов хрупких слюд – клинтонит – на Урале известен также под именем ксантофиллита или валуевита (Минералы, 1992). Первые сведения о нем были опубликованы Г. Розе (Rose, 1842) и дополнены П.В. Еремеевым (1871), Н.И. Кокшаровым (1875), В.С. Мясниковым (1940). Находки были сделаны в осевой части Уральских гор в полосе северо-восточного простирания, охватывающей зону контакта габбро и карбонатных пород в 14 км западнее г. Златоуста вблизи пос. Медведевка. Это цепочка копей на невысоких Шишимских, Чувашских и Нязямских горах (Мяс-

ников, 1940). В литературе они известны под названиями: Шишимская, Прасковье-Евгеньевская, Ахматовская, Николае-Максимилиановская, Зеленцовская и Еремеевская (Долгов и др., 2007). Еще один район Урала, где встречен клинтонит (ксантофиллит), располагается в окрестностях г. Кыштыма на участке Борзовского месторождения корунда (Колесник, 1972а).

Ниже изложены сведения о клинтоните, обнаруженном В.Г. Кориневским в новом районе Южного Урала, расположенном в пределах Ильмено-Вишневогорского комплекса метаморфических и магматических пород.

Геологическая позиция клинтонитсодержащих пород Урала

Если химический состав (табл. 1) и физические свойства клинтона из его известных местонахождений на Урале достаточно хорошо описаны (Rose, 1842; Еремеев, 1871; Кокшаров, 1875; Koch, 1935; Колесник, 1972а; Annersten, Olesch, 1978; Минералы, 1992), то геологическая ситуация, в которой находятся породы с клинтоном, прояснена слабо и остается неоднозначной.

По сведениям В.С. Мясникова (1940) минеральные копи Златоустовского Урала, из которых был впервые описан клинтонит, приурочены к контактовой зоне Кусинско-Копанского интрузива габбро с прилежащими с запада карбонатными породами саткинской свиты рифея. Копи заложены на выходах метасоматических пород, образовавшихся по габброидам и находящимся в них ксенолитам карбонатных пород. Метасоматиты представлены гранат-везувиановыми, пироксен-хлорит-гранатовыми породами, а также амфиболовыми и хлорит-серпентиновыми сланцами. На стенках трещин, пересекающих эти метасоматиты, и располагаются щетки и отдельные кристаллы хлорита, граната, везувиана, эпидота, диопсида, перовскита, клиногумита, титанита, шпинели, форстерита, магнетита, кальцита, давшие прекрасный коллекционный материал для многих музеев мира. В зальбандах жильных тел подобного состава иногда встречаются скопления кристаллов клинтона.

В.А. Попов (2009; 2010) провел тщательные исследования минерального состава, морфологии и взаимоотношений геологических тел на типоморфной для Златоустовского района Ахматовской копи. Это повлекло существенные изменения в представлениях о геологии этого участка. Наиболее важными являются доказательства интрузивной карбонатитовой природы большинства карбонатных тел, которые традиционно считались метасоматитами по ксенолитам доломитов и мраморов саткинской свиты (Мясников, 1940). Именно к карбонатитам приурочена наиболее известная минерализация копей Шишимских и Нязямских гор. В карбонатитах Николае-Максимилиановской копи встречаются хорошо образованные кристаллы клинтона (валуевита) (Попов, 2011, фото на обложке). Гранат-везувиановые и пироксен-хлорит-гранатовые породы, прежде обобщенно считавшиеся апогаббровыми метасоматитами, В.А. Поповым отнесены к высокотемпературным скарновым ассоциаци-

ям, синхронным карбонатитам, и также, возможно, сформировавшимся путем заполнения трещин во вмещающих породах. От сходных с ними по составу гидротермальных жил карбонатиты и скарны резко отличаются наличием высокотемпературных минеральных парагенезисов. Этим они отличаются и от значительно более низкотемпературных родингитов, за которые эти образования принимаются некоторыми исследователями (Спиридонов и др., 1988). Таким образом, в свете последних данных (Попов, 2010; 2011), клинтонит в копиях Шишимских и Нязямских гор встречается в составе магматических пород – карбонатитов и высокотемпературных жил заполнения (скарнов магматической формации).

Второй район, где на Урале встречен клинтонит, располагается в пределах Борзовского месторождения корунда. Оливин-энстатитовые породы габбро-перидотитового Борзовского массива в 12 км к северо-западу от г. Кыштыма на восточном склоне горы Козий Увал прорваны жилами корундовых плагиоклазитов (Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931). На их простирании или в непосредственном контакте находятся кальциево-силикатные породы, в которых и был обнаружен клинтонит (ксантофиллит) (Колесник, 1972а, 1972б).

Ю.Н. Колесник (1972а; 1972б) рассматривает кальциево-силикатные породы как метасоматические образования, приуроченные к жилам габбро среди гипербазитов, считая их аналогом родингитов. Он выяснил, что кальциево-силикатные породы слагают центральные части жильных тел, представленных парагенезисом гроссуляр-андрадита (0–10 объемных %), эпидота (30–80 %), клинопироксена (фассаита), реже – анортита, шпинели, магнетита и табличек клинтона (ксантофиллита) поперечником до 1 мм (0–30 %). Эти породы к зальбандам жильных тел сменяются симметричными полосами амфибол (преимущественно паргасит)-анортит-шпинелевого состава. Большинство минералов в жилах обладают призматическим габитусом, нередко кристаллографичными очертаниями. Анортит, шпинель и клинтонит заполняют промежутки между кристаллами амфибола и эпидота. Вдоль границ описываемых тел с вмещающими оливин-шпинель-энстатитовыми перидотитами наблюдаются маломощные актинолит-хлоритовые оторочки.

Хотя Ю.Н. Колесник (1972а; 1972б; 1972в) и считает жильные тела кальциево-силикатных пород,

Таблица 1

Table 1

Химический состав (мас. %) клинтинитов Урала

Chemical composition (wt. %) of clintonites of Urals

	Западное побережье оз. Садок															Борзовский массив
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	16.23	16.63	16.27	16.61	16.76	16.18	17.01	15.90	16.40	16.32	16.35	19.19	16.18	17.15	20.00	
TiO ₂	0.03	0.12	0.19	—	0.08	0.11	0.06	0.05	0.10	—	0.10	—	0.28	—	0.35	
Al ₂ O ₃	41.49	41.67	40.57	41.08	39.46	40.62	39.18	41.13	41.12	43.74	42.40	40.79	43.61	42.21	38.97	
Fe ₂ O ₃	3.99*	4.13*	4.30*	4.65*	4.62*	4.30*	6.01*	4.17*	3.69*	—	2.38	2.76	2.31	1.39	3.08	
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.25	0.60	—	0.26	0.63	2.02	
MgO	21.55	22.29	21.70	22.09	22.28	21.06	20.87	21.52	21.83	19.66	20.78	19.46	19.34	20.93	18.13	
CaO	13.43	13.81	13.29	13.10	12.70	13.41	12.66	13.45	13.31	13.02	13.50	13.54	13.16	13.14	13.51	
H ₂ O ⁺	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	4.95	4.25	4.52	5.12	4.77	4.02	
F	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	не опр	0.02	—	0.02	—	—	—	
Сумма	96.73	98.68	96.32	97.53	95.90	95.68	95.79	96.22	96.45	99.96	100.36	100.28	100.26	100.22	100.08	
Формульные коэффициенты (на 8 катионов)																
Si	1.132	1.137	1.141	1.151	1.180	1.144	1.210	1.115	1.146	1.155	1.146	1.360	1.149	1.206	1.432	
Ti	0.002	0.008	0.010	—	0.004	0.006	0.003	0.003	0.005	—	0.005	—	0.015	—	0.019	
Al	3.411	3.358	3.354	3.354	3.274	3.385	3.286	3.400	3.385	3.649	3.503	3.408	3.649	3.499	3.289	
Fe ³⁺	0.209	0.213	0.227	0.242	0.245	0.229	0.322	0.220	0.194	—	0.126	0.147	0.123	0.074	0.166	
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.133	0.035	—	0.015	0.037	0.121	
Mg	2.241	2.272	2.269	2.281	2.339	2.220	2.214	2.250	2.273	2.075	2.171	2.056	2.047	2.194	1.936	
Ca	1.004	1.012	0.999	0.972	0.958	1.016	0.965	1.011	0.996	0.988	1.014	1.028	1.001	0.990	1.037	
OH	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.584	0.497	0.534	0.606	0.559	0.480	
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.004	—	0.004	—	—	—	

Примечание. Cr₂O₃, MnO, Na₂O, K₂O в минералах не обнаружены. (*) – суммарное содержание железа. Микрозондовые анализы 1–9 из гранатовых клинопироксенитов (проба Сд-14) по материалам В.Г. Кориневского выполнены в Институте минералогии УрО РАН В.А. Котляровым на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М; анализы 10–14 из тальковых и хлоритовых сланцев в контактовой зоне габбро и мраморов по материалам В.С. Мясникова (Минералы, 1992): 10 – из Шишимской копи, 11 – из Николае-Максимилановской копи, 12 – из Еремеевской копи, 13 – из Зеленцовской копи, 14 – из Николае-Максимилановской копи (Koch, 1935); анализ 15 – из тела кальцеево-силикатных пород («родингитов») в ультрабазитах (Колесник, 1972а).

Note. Cr₂O₃, MnO, Na₂O, K₂O not detected. (*) – total value of Fe. Microzond analyses 1–9 on V.G. Korinevsky's samples from the garnet clinopyroxenite (sample Сд-14) were carried out on a REMMA-202M SEM in Institute of Mineralogy UB RAS (analyst V.A. Kotlyarov); analyses 10–14 from talc and chlorite shists in contact zone of gabbro and marbles on V.S. Myasnikov's data (Minerals, 1992) are resulted: 10 – from Shishimskaya pit, 11 – from Shishimskaya pit, 12 – from Ermeevskaya pit, 13 – from Zelentsovskaya pit, 14 – from Nikolae-Maksimilianovskaya pit (Koch, 1935); 15 – from calcic-silicate rocks («rodningites») in ultrabasites (Kolesnik, 1972a).

содержащих клинтонаит, образованиями метасоматическими (родингитами), весомых минералогических доказательств в пользу этого предположения им не приведено. Судя по его описанию, скорее можно заключить, что указанные жилы представляют собой магматические тела симметрично-зонального сложения, осевая часть которых представлена клинопироксен-эпидот-гранатовой породой, к краевым частям жил сменяющейся эпидот-шпинель-амфиболовой анортитовой породой. Последняя по составу и структуре соответствует габбро. Подобные разновидности пироксен-амфиболового анортитового габбро с переменными количествами эпидота и шпинели нами неоднократно встречались в виде глыб в серпентинитовом меланже в той же структуре, что протягивается от Борзовского массива южнее на западном побережье оз. Садок (Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., 2014). Мы полагаем, что клинтонаит в кальциево-силикатных частях жил амфибол-анортитовых пород (габбро) Борзовки также имеет магматическое, а не метасоматическое происхождение.

Нам уже приходилось сравнивать близкие по составу с описанными Ю.Н. Колесником (1972а; 1972б) породами пироксен-клиноцоизит-гранатовые анортитовые габброиды Ильменских гор (Кориневский, 2010) с родингитами. И мы пришли к выводу, что они, как и породы с Борзовки, имеют от родингитов существенные отличия. Основное из них заключается в существенной разнице в составе главных породообразующих минералов. Э.М. Спиридонов и соавторы (2002) указывают, что в родингитах преобладающими минералами являются высокохромистые (до 25 мас. % Cr_2O_3), высокотитанистые (до 18 мас. % TiO_2) и ванадиевые (до 5 мас. % V_2O_5) гранаты из серии гидрогроссулар-гидроандрадит. В нашем случае (табл. 2) в гранате Cr, Ti, V практически отсутствуют. Клинопироксен в родингитах – низкоалюминиевый и низкотитановый диопсид, тогда как для сравниваемых пород характерно присутствие высокоглиноземистого и титанистого диопсида (фассаита). Один из распространенных минералов в родингитах – хлорит – в нашем габбро практически отсутствует, также нет здесь везувиана, волластонита, пренита, самородной меди, золота и др. Особенностью родингитов Золотой Горы является тонкая химическая зональность всех минералов (Мурзин, Варламов, 2007), тогда как в минералах рассматриваемого габбро и «родингитах» Борзовки такая зональность

отсутствует. Показательно и наличие неизмененного анортита, аналогичного тому, что присутствует в жильных телах корундовых плагиоклазитов и в габбро Борзовского массива. Весьма существенно и то, что в так называемых родингитах Борзовского массива не описаны реликты структур и минералов предполагаемого протолита. Их здесь нет, потому что основной объем жильных тел сложен относительно свежей породой габбровой структуры, которая не несет признаков метасоматоза и перекристаллизации (Попов, 2011).

Принципиально важным является сравнение P-T условий формирования родингитов и сравниваемых пород. По мнению Э.М. Спиридонова и соавторов (2002), родингиты – это апогабброидные метаморфиты, синхронные серпентинитам и равновесные с ними. Формируются они при температурах 300 ± 50 °С, а при формировании гранат-клиноцоизитовой анортитовой породы Ильмен для диапазона давлений (около 10–11 кбар) температура образования этой породы по гранат-клинопироксеновому геотермометру оценивается в 786 °С (Krogh Ravna, 2000a), а по гранат-амфиболовому геотермометру – 863 °С (Krogh Ravna, 2000b). Из приведенных данных можно заключить, что гранат-клиноцоизитовое анортитовое габбро сформировалось при очень высоких давлениях (10.3–11.2 кбар) и температурах (786–863 °С). В таких высокоэнергетических условиях магматический расплав, изначально богатый Ca, Al, Fe, при своей раскристаллизации сформировал сферические кристаллы клиноцоизита, округлые зерна диопсида (фассаита) и паргасита, выросших синхронно с анортитом, гранатом и шпинелью.

В аналогичных условиях формировались и гранат-пироксеновые со шпинелью, эпидотом, паргаситом и анортитом породы Борзовки, что также противоречит отнесению их к родингитам. Исходя из составов породообразующих минералов «родингитов» Борзовки (табл. 3), по амфиболовому геобарометру (Hammarström, Zen, 1986) они образовались при давлении около 6.7 кбар. При этом условии температуру процесса можно оценить в пределах 474 °С (гранат-пироксеновый геотермометр, Krogh Ravna, 1999) – 707 °С (гранат-амфиболовый геотермометр, Perchuk, 1990) или 912–1488 °С (гранат-амфиболовый геотермометр, Krogh Ravna, 1999). Несмотря на большой разброс (474–1488 °С) в оценках температур образования пород, называемых на Борзовском месторождении «родингита-

Таблица 2

**Химический состав (мас. %) минералов клинтонаит-гранатовых клинопироксенитов
(проба Сд-14)**

Table 2

Chemical composition (wt. %) of minerals of clintonite-garnet clinopyroxenites (sample Сд-14)

	Пироксен			Гранат				Эпидот		Клин-тонит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41.56	41.28	42.92	34.88	34.38	34.72	34.92	38.98	38.91	16.44
TiO ₂	1.36	1.46	1.51	3.36	3.62	3.50	3.66	–	0.10	0.08
Al ₂ O ₃	12.74	12.69	11.40	8.02	7.94	8.37	8.22	25.46	25.18	40.70
Fe ₂ O ₃				18.77*	19.23*	18.76*	18.79*	9.95*	9.18*	4.42*
FeO	7.92*	7.86*	7.04*							
MnO	–	–	–	0.14	0.13	0.18	0.17	–	–	–
MgO	10.94	10.83	11.56	1.08	0.83	0.92	0.83	0.45	0.28	21.69
CaO	24.56	24.90	24.79	33.50	33.86	33.58	32.86	23.89	24.05	13.24
Сумма	99.08	99.02	99.22	99.75	99.99	100.03	99.45	98.73	97.70	96.57
Формульные коэффициенты										
Si	1.556	1.547	1.602	2.830	2.791	2.810	2.848	3.035	3.059	1.151
Ti	0.038	0.041	0.042	0.205	0.221	0.213	0.225	–	0.006	0.004
Al	0.562	0.561	0.501	0.767	0.760	0.798	0.790	2.337	2.334	3.357
Fe ³⁺	0.249	0.263	0.210	1.146	1.175	1.143	1.153	0.583	0.543	0.233
Fe ²⁺	–	–	0.010	–	–	–	–	–	–	–
Mn	–	–	–	0.010	0.009	0.012	0.012	–	–	–
Mg	0.611	0.605	0.643	0.131	0.100	0.111	0.101	0.052	0.033	2.263
Ca	0.985	1.000	0.991	2.912	2.945	2.912	2.871	1.993	2.026	0.993
Миналы										
Энстатит	33.09	32.39	34.69							
Ферросилит	13.52	14.08	11.85							
Волластонит	53.39	53.53	53.46							
Пироп				4.279	3.288	3.657	3.382			
Альмандин				–	–	–	–			
Спессаргин				0.315	0.293	0.407	0.394			
Гроссуляр				38.249	37.865	39.463	39.124			
Андрадит				57.156	58.554	56.474	57.101			

Примечание. Cr₂O₃, Na₂O, K₂O не обнаружены. (*) – суммарное содержание железа. Пробы отобраны из глыбы клинопироксенита в серпентинитовом меланже на западном побережье оз. Садок. Анализы по материалам В.Г. Кориневского выполнены в Институте минералогии УрО РАН В.А. Котляровым на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М. 1–3 – анализы фассаитов, 4–7 – гроссуляр-андрадитов, 8–9 – эпидотов, 10 – средний состав клинтонаита из 9 определений (см. табл. 3).

Note. Cr₂O₃, Na₂O, K₂O not detected. (*) – total value of Fe. Samples are selected from a clump of clinopyroxenite in serpentinite melange at the western coast of the lake Sadok. Analyses on V.G. Korinevsky's samples were carried out on a REMMA-202M SEM in Institute of Mineralogy UB RAS (analyst V.A. Kotlyarov). 1–3 – analyses of fassaites, 4–7 – grossular-andradites, 8–9 – epidotes, 10 – average composition of clintonite from 9 definitions (table 3).

Таблица 3

Химический состав (мас. %) минералов из кальциево-силикатных пород («родингитов») Борзовского габбро-перидотитового массива Урала

Table 3

Chemical composition (wt. %) of minerals from the calcic-silicate rocks («rodingites») of the Borzovka gabbro-peridotite massif of the Urals

	Пиро- ксен	Гранат		Эпидот		Амфи- бол	Клин- тонит
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45.11	39.50	40.20	38.20	38.45	44.20	20.00
TiO ₂	1.15	0.65	–	0.25	0.35	0.35	0.35
Al ₂ O ₃	10.19	12.82	19.31	23.24	22.73	12.35	38.97
Fe ₂ O ₃	5.40	12.11	4.39	10.43	8.08	4.15	3.08
FeO	1.36	1.25	1.13	0.80	1.47	5.28	2.02
MnO	0.10	0.50	0.18	0.06	0.27	0.15	–
MgO	13.09	1.19	0.43	0.85	3.19	15.26	18.13
CaO	23.06	30.70	33.29	22.19	22.19	12.41	13.51
Na ₂ O	0.23	0.25	0.19	0.65	0.12	2.56	–
K ₂ O	0.10	0.24	0.14	0.26	0.15	0.60	–
H ₂ O ⁺	–	0.28	0.45	3.09	2.36	2.64	4.02
Сумма	99.79	99.49	99.71	100.02	99.36	99.98	100.08
Формульные коэффициенты							
Si	1.670	3.124	3.086	3.026	3.016	6.397	1.432
Ti	0.032	0.039	–	0.015	0.021	0.038	0.019
Al	0.445	1.195	1.747	2.170	2.101	2.112	3.289
Fe ³⁺	0.150	0.721	0.254	0.622	0.477	0.429	0.166
Fe ²⁺	0.042	0.083	0.073	0.053	0.096	0.667	0.121
Mn	0.003	0.033	0.012	0.004	0.018	0.018	–
Mg	0.722	0.140	0.049	0.100	0.373	3.293	1.936
Ca	0.915	2.602	2.738	1.884	1.865	1.925	1.037
Na	0.017	0.038	0.028	0.100	0.018	0.718	–
K	0.005	0.024	0.014	0.026	0.015	0.111	–
ОН	–	0.037	0.058	0.408	0.309	0.636	0.480
Миналы							
Энстатит	39.42						
Ферросилит	10.68						
Воластонит	49.91						
Пироп		4.909	1.714				
Альмандин		2.893	2.526				
Спессаргин		1.172	0.408				
Гроссуляр		56.780	83.266				
Андрадит		34.246	12.087				

Примечание. Cr₂O₃ не обнаружено; «прочерк» – не обнаружено. По материалам (Колесник, 1972а; 1972б; 1972в).

Note. Cr₂O₃ not detected; dash, not detected. By Kolesnik 1972a; 1972b; 1972v.

ми», они резко превышают значения температур (300 ± 50 °С), считающихся необходимыми (Спирidonов и др., 2002) для образования настоящих родинитов. Наиболее вероятно, что это – продукт кристаллизации специфического по составу магматического расплава в условиях очень больших давлений и температур.

Клинтонит в гранатовом клинопироксените западного побережья оз. Садок

Новым для Урала районом, где были встречены клинтонитсодержащие породы, является западное побережье оз. Садок (обрамление оз. Увильды). Среди толщи гранат-биотитовых гнейсов здесь прослежены полосы серпентинитового меланжа, в пределах которых обнаружены многочисленные разрозненные глыбообразные выходы мафитов и ультрамафитов. Их поперечник не превышает 10–15 м, составляя обычно 3–5 м. Форма тел в плане близка к изометричной или несколько удлиненной. Среди них резко преобладают анортитовые диопсид-амфиболовые габбро нередко полосчатой текстуры, с прослоями горнблендитов. Значительно реже встречаются обнажения клинопироксенитов, энстатитов, дунитов. Изредка встречаются эпидот-гранатовые и шпинель-ильменитовые разновидности пироксенитов, а также необычные порфиридные полосчатые кварц-анортитовые эпидот-гранат-диопсидовые породы (Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., 2014).

Все упомянутые выше породы отличаются кайнотипным обликом, весьма слабо затронуты вторичными изменениями, не несут следов метасоматического замещения одних минералов другими. Между породообразующими минералами (амфиболом, пироксенами, анортитом, кварцем, эпидотом, шпинелью, ильменитом, титаномagnetитом, цирконом и др.) повсеместно наблюдаются индукционные поверхности одновременного роста. Структура пород в большинстве случаев равномернoзернистая, иногда порфиридная; преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. Глыбы разных пород в серпентинитовой матрице размещены беспорядочно, залегание полосчатости в соседних глыбах нередко сильно различается. Контакты глыб с серпентинитами резкие, отчетливые. Вдоль них не отмечено проявления скарнирования или родингитизации.

Клинтонит на западном побережье оз. Садок обнаружен в небольшом обнажении буровато-серого

мелкозернистого гранатового клинопироксенита на площади выходов серпентинитов. Координаты места находки: $55^{\circ}32'37.2''$ с.ш., $60^{\circ}22'59.8''$ в.д.

Порода сложена светло-зеленым клинопироксеном (50 об. %) и зеленовато-желтым либо буровато-желтым гранатом (45 об. %), светлыми голубоватыми пластинками клинтонита (до 5 об. %), редкими выделениями магнетита и эпидота. Гранат образует гнездообразные скопления мелких зерен в более крупнозернистой массе кристаллов пироксена (рис. 1). Среди агрегата зерен граната нередки выделения клинтонита. Структура клинопироксенита неравнозернистая (рис. 2). Поперечники зерен граната и клинтонита соизмеримы и находятся в пределах 0.02–0.32 мм, а пироксена достигают 1–2.5 мм. По данным микронзондового анализа (см. табл. 2) пироксен представлен высокоглиноземистой разновидностью диопсида (волластонитового минала больше 53 мол. %), с преобладанием ионов Fe^{3+} , что сближает его с фассаитом из пироксен-клиноцоизит-гранатового анортитового габбро Ильменских гор (Кориневский, 2010). Иногда кристаллы пироксена содержат полигональные включения кальцита. Гранат представлен гроссуляр-андрадитом, содержащим 37–39 мол. % гроссулярового минала и 56–58 мол. % – андрадитово-

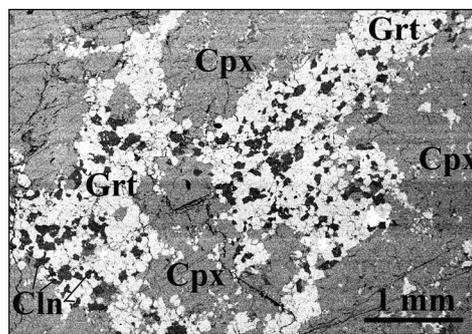


Рис. 1. Клинтонит-гранатовые скопления в клинопироксените. Здесь и далее фото шлифов из образца Сд-14. Фото в отраженных электронах на сканирующем микроскопе РЭММА-202М. Здесь и на остальных рисунках буквенные обозначения: Срх – клинопироксен (фассаит), Grt – гранат, Cln – клинтонит, Mag – магнетит. Содержание клинтонита в площади шлифа 5 %.

Fig. 1. Clintonite-garnet congregations in clinopyroxenite. Hereinafter a photo of thin sections from sample Сд-14. A photo in the reflected electrons on scanning microscope REMMA-202M. Hereinafter in other drawings letter designations: Срх – clinopyroxene (fassaite), Grt – garnet, Cln – clintonite, Mag – magnetite. The value of clintonite in the area of a thin section of 5 %.

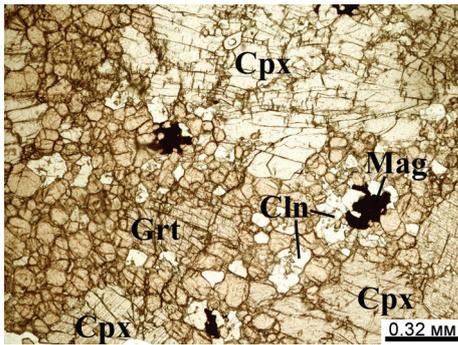


Рис. 2. Неравнозернистая структура магнетит-клинто-нит-гранатового клинопироксена. Фото шлифа без анализатора.

Fig. 2. Inequigranular structure of magnetite-clintonite-garnet clinopyroxene. Photo of a thin sections, || nicols.

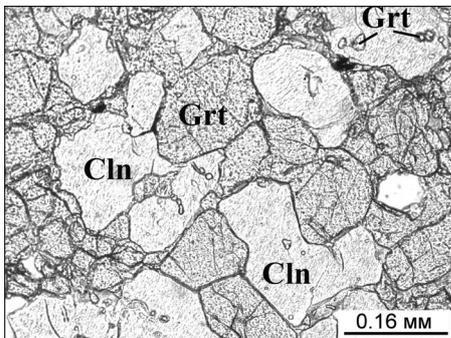


Рис. 4. На фоне изотропных зерен граната клинто-нит выделяется низкими цветами интерференции. Фото шлифа с анализатором.

Fig. 4. Against the isotropic grains of garnet clintonite precipitates out low interference colours. Photo of a thin sections, || nicols.

го (см. табл. 2). Для сравнения укажем, что гранат из клинтонитсодержащих кальциево-силикатных пород Борзовки (см. табл. 3) является андрадит-гроссуляром (андрадитовый минал 12–34 мол. %, гроссуляровый – 57–83 мол. %). В межзерновых промежутках пироксена можно видеть сложной формы выделения магнетита, часто совместно с клинтонитом (рис. 2).

В шлифах пироксена наблюдаются характерные извилистые, ступенчатые и закругленные срезы индукционных поверхностей одновременного роста кристаллов граната и клинтона. По этому признаку, а также отсутствию следов замещения одних минералов другими, идиоморфной огранки минералов, наличию мелких минеральных включений в других минералах можно считать, что порода

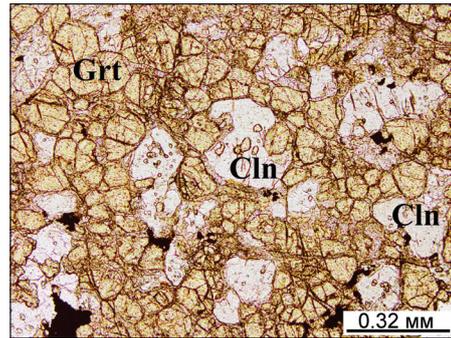


Рис. 3. Изометричные выделения клинтона среди агрегата зерен граната. Пластинки клинтона содержат включения очень мелких округлых зерен граната. Фото шлифа без анализатора.

Fig. 3. Equant separations of clintonite among the aggregate of grains of garnet. Clintonite plates contain inclusions of very small roundish grains of garnet. Photo of a thin sections, || nicols.

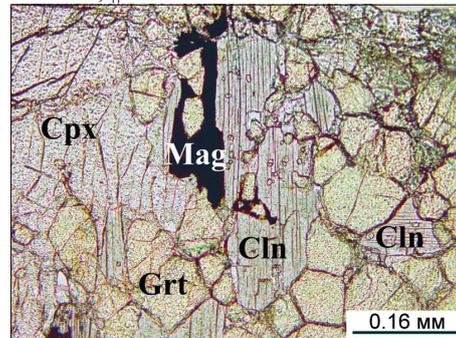


Рис. 5. Магнетит-клинто-нит-гранатовый клинопироксенит. В клинтоните проявлена совершенная спайность. Фото шлифа с анализатором.

Fig. 5. Magnetite-clintonite-garnet clinopyroxenite. In clintonite perfect cleavage is shown. Photo of a thin sections, × nicols.

кристаллизовалась из расплава (раствора) (Попов, 2011).

Пластинчатые выделения клинтона в плане имеют изометричные очертания (рис. 3, 4) и довольно равномерно распределены в массе зерен граната (рис. 1, 3, 4). Они прозрачны, имеют светло-голубой цвет и слабый плеохроизм, низкие цвета интерференции (рис. 5), обладают совершенной спайностью (рис. 6). В некоторых сечениях зерен клинтона проявляется полисинтетическое двойникование. Минерал оптически отрицательный, имеет небольшой угол оптических осей, прямое погасание. Измеренные показатели преломления клинтона: $n_g = 1.676 \pm 0.002$, $n_p = 1.668 \pm 0.002$. Как правило, в клинтоните можно видеть многочисленные мелкие (до 0.01 мм) изометричные и

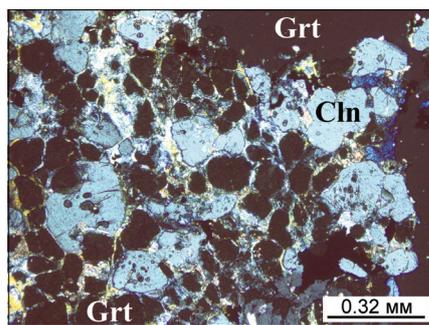


Рис. 6. Срезы индукционных поверхностей одновременного роста кристаллов граната и клинтона. Фото шлифа без анализатора.

Fig. 6. Sections of induction surfaces of simultaneous growth of a crystals of garnet and clintonite. Photo of a thin sections, || nicols.

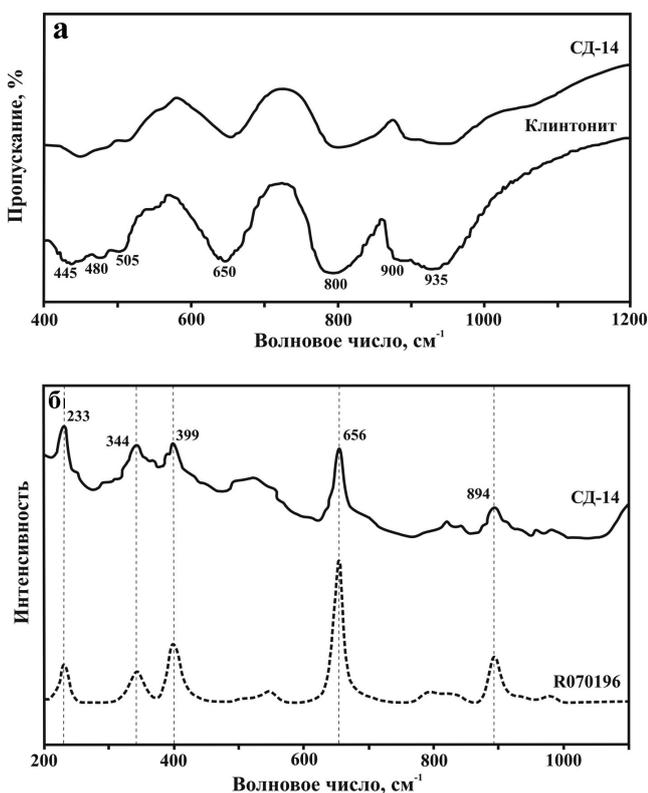


Рис. 7. Инфракрасный (а) и рамановский (б) спектры клинтона из гранатового клинопироксенита (образец СД-14). На каждом приведены эталонные спектры из базы данных RRUFF info (RRUFF project).

Fig. 7. Infrared (a) and raman (б) spectrums of clintonite from garnet clinopyroxenite (sample СД-14). On everyone reference spectrums from database RRUFF info (RRUFF project) are resulted.

округлые включения граната, расположенные хаотично (рис. 3, 6). Их состав аналогичен составу граната из основной массы породы.

Из-за очень мелких размеров пластинок клинтона не удалось отобрать пробу для получения дифрактограммы. Подтверждением правильности диагностики клинтона служат полученные инфракрасный и рамановский спектры (рис. 7). Инфракрасный спектр пропускания клинтона из пробы СД-4 был получен М.В. Штенбергом с помощью ИК Фурье спектрометра Nicolet 6700 Thermo Scientific по стандартной методике (таблетирование с KBr). Разрешение спектра 4 см^{-1} . Для спектра были выполнены процедуры коррекции базовой линии и пересчет в оптическую плотность. Обработку производили с помощью программного комплекса OMNIC Thermo Scientific. Спектр оказался аналогичным спектру из базы RRUFF info (RRUFF project) (рис. 7а). По этому спектру удалось установить присутствие воды в минерале.

Рамановские спектры (КР) были получены С.М. Лебедевой на спектрометре Horiba Jobin Yvon HR, оборудованном стандартным He-Ne лазером ($P_{\text{max}} = 20 \text{ мВт}$, $\lambda = 632.8 \text{ нм}$, красный цвет) и микроскопом Olimpus BX41. Спектры регистрировались с зон размером 5 мкм . Запись спектров осуществлялась с помощью программы Labspec v.5. КР-спектр клинтона представлен на рис. 7б в сравнении со спектром клинтона из базы данных RRUFF. Сопоставление зарегистрированных КР-спектров со спектрами из базы данных Ruff.info показало, что положения КР-полос, зарегистрированные в различных точках исследуемого образца, соответствуют клиниту R070196 (RRUFF project). Спектр клинтона характеризуется сильной полосой в области 656 см^{-1} , соответствующей колебаниям Si-O-Al и более слабой полосой около 894 см^{-1} , а также группой полос от 200 до 500 см^{-1} , которые можно отнести к Si-O колебаниям.

Заключение

Выявленное новое местонахождение клинтона в Ильмено-Вишневогорской зоне приурочено к гранатовому клинопироксениту, слагающему глыбу в серпентинитовом меланже. По особенностям структуры породы и взаимоотношениям минералов можно предположить, что она имеет не метасоматическую природу, а кристаллизовалась из расплава (раствора). Минеральный состав породы из района оз. Садок близок к составу кальциево-сили-

катных пород из района Борзовского корундового месторождения в северной части Ильмено-Вишневогорской зоны. Они традиционно считаются образованиями метасоматическими (родингитами, Колесник, 1972а, 1972б, 1972в). Нами показаны существенные отличия в составе минералов, в строении тел «родингитов» Борзовки от настоящих родингитов, описанных на Урале (Ленных, Вализер, 1986; Спиридонов и др., 1988; 2002; Мурзин, Варламов, 2007). По данным минеральных геотермометров температура образования клинтонаитсодержащих пород Борзовки значительно превышает (более 474 °С) таковую, характерную для родингитов (300 °С, Спиридонов и др., 2002). Сформировались эти породы при очень высоких давлениях (6.7 кбар). Все сказанное позволяет предположить магматическое происхождение клинтонаитсодержащих пород как Борзовского месторождения, так и с побережья оз. Садок. В этом смысле они близки к породам из копей Златоустовского Урала, в которых клинтонаит приурочен к магматическим телам (карбонатитам) или к высокотемпературным скарнам магматической формации (Попов, 2009–2011).

Авторы благодарны Н.И. Вализер и С.В. Чердниченко за помощь в определении оптических свойств клинтонаита.

Литература

- Долгов В.С., Серeda М.С., Козлов А.В. Минералы Златоустовского Урала. Златоуст: ООО «Фото-Мир», 2007. 208 с.
- Еремeeв П.В. Микроскопические алмазы, заключающиеся в ксантофиллите // Записки Минералогического общества. 1871. Сер. 2. Ч. 6. С. 359–360.
- Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н., Вализер П.М. Минералы Ильменских гор. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2000. 118 с.
- Кокшаров Н.И. Материалы для минералогии России. СПб., 1875. Т. IV. С. 7.
- Колесник Ю.Н. Кальциево-силикатные породы из ультраосновных массивов и проблемы их генезиса // Геология и геофизика. 1972а. № 9. С. 16–27.
- Колесник Ю.Н. Метасоматическая зональность в амфиболитах Борзовского габбро-перидотитового массива (Урал) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972б. С. 192–204.
- Колесник Ю.Н. Об основном направлении метасоматического процесса в габбро-перидотитовых массивах Урала // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972в. С. 204–217.
- Коптев-Дворников В.С., Кузнецов Е.А. Борзовское месторождение корунда // Тр. Ин-та прикладной минералогии. Гостехиздат, 1931. Вып. 47. 318 с.
- Кориневский В.Г. Необычная пудинговая структура зерен граната из габбро Ильменских гор на Урале // Записки РМО. 2012. № 1. С. 122–133.
- Ленных В.И., Вализер П.М. Лавсонитовые родингиты максютского эклогит-глаукофанового комплекса // Ежегодник–1985 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 73–76.
- Минералы. Справочник. Т. IV. Вып. 1. Силикаты со структурой, переходной от цепочечной к слоистой и слоистые силикаты. М.: Наука, 1992. С. 567–575.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А. Минералогия Au-REE-содержащих родингитов Карабашского массива гипербазитов на Южном Урале // Минералогия Урала–2007. Сб. научных статей. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 73–77.
- Мясников В.С. Минеральные копи Шишимских и Нязямских гор // Минералогия Урала. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 250–268.
- Попов В.А. К истории геолого-минералогических исследований Ахматовской копи на Южном Урале // Уральский минералогический сборник Миасс–Екатеринбург, 2009. № 16. С. 25–33.
- Попов В.А. Минералогические исследования скарнов и карбонатитов Ахматовской копи // Уральский минералогический сборник. Миасс–Екатеринбург, 2010. № 17. С. 109–117.
- Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.
- Спиридонов Э.М., Гекимянц В.М., Куликова И.М. Новый метаморфогенный генетический тип кальцитита // Записки ВМО. 1988. № 6. С. 36–39.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А., Перельгина У.В. Родингиты Золотой Горы Карабашского массива (Урал) // Уральский геологический журнал. 2002. № 6. С. 33–90.
- Annersten H., Olesch M. Distribution ferrous and ferric iron in clintonite and the Mössbauer characteristics of ferric iron in tetrahedral coordination // Canadian Mineralogist. 1978. V. 16. P. 199–203.
- Chukanov N.V. Infrared spectra of mineral species Extended library / Dordrecht: Springer Netherlands: Imprint: Springer, 2014. 1726 p.
- Hammarström J.M., Zen E-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer

// *American Mineralogist*. 1986. V. 71. № 11/12. P. 1297–1313.

Handbook of Mineralogy. 2001. V.1.2. Tucson Arizona, USA: Mineral Data Publishing.

Koch G. Chemische und physikalisch-optische Zusammenhänge innerhalb der Sprödglimmergruppe // *Chemie der Erde*. 1935. Bd. 9. S. 453–463.

Krogh Ravna E.J. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000a. V. 18. № 2. P. 211–219.

Krogh Ravna E.J. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer // *Lithos*. 2000b. V. 53. P. 265–277.

Perchuk L.L. Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks / In: *Progress in metamorphic and magmatic petrology*. Ed. L.L. Perchuk. Cambridge University Press, 1990. P. 93–112.

Rose G. Mineralogische-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meer. Bd. 2. Berlin, 1842. 606 s.

RRUFF Project. Режим доступа: URL: <http://rruff.info> (accessed 14 May 2015)

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.

Поступила в редакцию 20 апреля 2015 г.