УДК 552.16:552.433 DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-870-891

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАКОМАТИИТОВ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛИЯ)

© 2018 г. Е. Е. Климовская, А. А. Иванов

Институт геологии КарНЦ РАН, 195910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, e-mail: klimeee@gmail.com

Поступила в редакцию 25.10.2017 г., принята к печати 07.06.2018 г.

Объект исследования. В статье приводятся результаты минералого-петрографического изучения метаморфически и метасоматически преобразованных коматиитов и коматиитовых перидотитов на месторождении талькового камня Озерки и проявлении Пентинсуо Костомукшской зеленокаменной структуры Карельского кратона Фенноскандинавского щита. *Материалы и методы*. Керновые и штуфные пробы различных минеральных и структурно-текстурных разновидностей метакоматиитов исследованы методами оптической микроскопии, электронной микроскопии с приставкой для микроанализа, рентгенофазового, термогравиметрического и химического анализа. *Результаты.* В дифференцированных лавовых потоках тальковый камень образуется преимущественно в высокомагнезиальных кумулятивных зонах, отличающихся высоким содержанием серпентина, в кровельных и спинифекс-зонах в различной степени сохраняется ранняя амфибол-хлорит-магнетитовая минеральная ассоциация. Тальк и карбонат формируются за счет разложения серпентина и амфибола. Содержание хлорита в тальковом камне контролируется концентрацией глинозема в соответствующих зонах потоков. Ведущим природным типом талькового камня, приуроченного к маломощным потокам коматиитов удаленных от центра излияния фаций вулканизма, является карбонат-хлорит-тальковый. В более мощных проксимальных лавовых потоках возможно формирование талькового камня хлорит-карбонат-талькового и тальк-карбонатного типов. *Выводы.* Установлено, что формирование талькового камня на исследуемых объектах имеет полистадийный характер и связано с наложенными процессами преобразования высокомагнезиальных пород под действием углекислых растворов с привносом кальция и калия. Основными факторами, контролирующими образование талькового камня, явились химический состав исходных коматиитов и их тектоническая нарушенность. Наиболее перспективными площадями для проведения поисковых работ являются области вблизи эруптивных центров, где возможно развитие обширных лавовых покровов, участки развития центральных лавовых каналов, а также субвулканические аналоги коматиитов.

Ключевые слова: *тальк, карбонат, карбонатизация, коматиит, метаморфизм, Костомукшская зеленокаменная структура*

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHIC FEATURES OF METAKOMATIITES OF THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE STRUCTURE (KARELIA)

Ekaterina E. Klimovskaya, Andrei A. Ivanov

Institute of Geology, Karelian Research Centre of RAS, 11 Pushkinskaya st., Petrozavodsk 195910, Russia, e-mail: klimeee@gmail.com

Received 25.10.2017, accepted 07.06.2018

Object of study. The paper presents the mineralogical and petrographic study results of metamorphosed and metasomatized komatiites and komatiitic peridotites from the Ozerki soapstone deposit and Pentinsuo prospect, located in the Kostomuksha greenstone structure of the Karelian Craton, Fennoscandian Shield. *Material and methods.* Surface and drill core samples of various mineral and structural-textural varieties of altered komatiites were studied by optical microscopy, electron microscopy with an attachment for microanalysis, XRD phase, thermogravimetric and chemical analysis. *Results.* Soapstone formation in the investigated localities displays a multistage alteration and associates with the superimposed alteration of Mg-rich metakomatiite flows and olivine cumulates due to influx of carbon dioxide bearing fluids enriched in calcium and potassium. The chemical composition of initial komatiite (MgO content of the rock) and the degree of its fracture intensity are the main factors controlling soapstone formation. In differentiated lava flows soapstone is formed mainly in high-magnesium cumulate zones characterized by a high content of serpentine. In the flow top and spinifex zones an early amphibole-chlorite-magnetite mineral association is preserved in varying degrees. Talc and carbonate are formed by the decomposition of serpentine and amphibole. The chlorite content in soapstone is controlled by the Al_2O_3 concentration in the respective flow zones. *Conclusion*. The carbonate-chlorite-talc is the general natural type of soapstone associated with

Для цитирования: Климовская Е.Е., Иванов А.А. (2018) Минералого-петрографические особенности метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры (Карелия). *Литосфера*, **18**(6), 870-891. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-870-891

For citation: Klimovskaya E.E., Ivanov A.A. (2018) Mineralogical and petrographic features of metakomatiites of the Kostomuksha greenstone structure (Karelia). *Litosfera*, **18**(6), 870-891. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-870-891

thin komatiite lava flows of distal volcanic facies. In more thick proximal lava flows the formation of soapstone of chlorite-carbonate-talc and talc-carbonate composition is possible. The most prefered prospecting areas for soapstone are fields proximal to the eruptive vent, main lava conduits and subvolcanic analogues of komatiites.

Keywords: *talc, carbonate, carbonatization, komatiite, metamorphism, Kostomuksha greenstone structure*

Acknowledgements

The work has been carried out within the framework of the research topic PFNI GAN "Minerageny, technological and environmental-economic assessment of potential mineral and raw material resources of the territory of the Republic of Karelia" (state registration No. AAAA-A18-11802029017575-2).

ВВЕДЕНИЕ

Важной особенностью архейских зеленокаменных поясов древнейших кратонов мира является повсеместное развитие карбонатизации пород различного состава [Phillips, Brown, 1987], вызванной воздействием H_2O-CO_2 флюидов. В результате преобразования ультрамафитов в зависимости от *PT*-условий и состава флюидной фазы формируется широкий спектр составов метаморфических пород, некоторые из которых представляют практический интерес.

Процессы карбонатизации ультрамафитов различных геодинамических обстановок изучаются петрологами на протяжении долгих лет. Экспериментальные исследования систем $MgO–SiO_2–CO_2–H_2O$ и $CaO–MgO–SiO_2–CO_2–H_2O$ показали, что поступление в систему небольших количеств CO_2 вызывает реакции замещения магнезиальных силикатов (оливина, пироксена, серпентина, тремолита) минеральными ассоциациями с карбонатами [Johannes, 1969; Trommsdorff, Evans, 1977]. В присутствии H_2O-CO_2 флюидов серпентинизированные ультрамафиты устойчивы лишь при низкой концентрации CO_2 в растворе (около 5 мол. % при давлении флюида 2 кбар и температуре до 480ºС). С ростом содержания CO_2 происходит их последовательное замещение (тремолит-)серпентин-карбонатными, тальк-карбонатными и кварц-карбонатными породами. Тальк-карбонатные породы при давлении флюида 2 кбар образуются в широком интервале температур от 310 до 500ºС и концентрации CO_2 в растворах до 10 мол. %. С увеличением давления реакция смещается в область бóльших температур и меньших содержаний CO_2 в водном флюиде. Замещение тальк-карбонатных пород кварц-карбонатными обусловлено понижением температуры растворов и увеличением концентрации CO_2 до 95 мол. %. Эта последовательность реакций согласуется с полевыми наблюдениями природных объектов, когда воздействие на ультрамафиты H_2O-CO_2 флюидов вызывает образование серии метасоматических зон от серпентинитового протолита до конечного продукта изменения – кварц-карбонатной породы.

С кварц-карбонатными породами (в том числе лиственитами) пространственно ассоциируют месторождения и рудопроявления Au, Hg, As, Sb, Co, Ni. К областям развития тальк-карбонатных пород приурочены месторождения железистых тальковых руд, магнезита и талькового камня (являющегося предметом исследований в данной работе).

Вследствие своей низкой твердости, легкости в обработке, высокой термостойкости и теплоемкости, химической инертности ко многим агрессивным средам тальковый камень с древних времен широко использовался для изготовления различных предметов потребления (горшки, плиты, чаши и др.), как строительный материал, облицовочный и декоративный камень в архитектуре, в том числе для изготовления скульптур. В настоящее время тальковый камень получил широкое распространение в производстве печей и каминов. Фирма "Tulikivi OYj" (Финляндия) – одна из наиболее известных в мире компаний по производству каминов – уже более 30 лет с успехом использует уникальные физико-механические свойства талькового камня для изготовления современных теплоаккумулирующих печей, облицовочной плитки, камней для саун и т.д.

Термин "тальковый камень" используется в отношении тальксодержащих метаморфических пород, имеющих широкие вариации минерального состава. Согласно классификации [Романович, 1973], массивные разновидности тальковых пород, содержащих от 35 до 75% талька, которые можно подвергнуть механической обработке, называются тальковыми камнями по их минеральному составу. Финскими исследователями [Huhta, Kärki, 2018] термин "тальковый камень" предложено применять к породам с содержанием талька в пределах от 35 до 75% и твердых силикатных минералов (оливин, пироксен, серпентин, амфибол) не более 35%.

Значительные вариации в содержании породообразующих минералов, структурно-текстурных особенностей природных минеральных типов талькового камня как в пределах разных месторождений, так и в пределах одного проявления определяют различия их физико-механических свойств и различные области их применения.

Высокомагнезиальные ультраосновные эффузивы – коматииты, широко представленные в составе

раннедокембрийских зеленокаменных осадочно-вулканогенных комплексов, а также их интрузивные комагматы являются перспективными на выявление в областях их развития месторождений и проявлений талькового камня. В литературе имеются упоминания о формировании тальк-карбонатных пород в коматиитах зеленокаменных поясов Норсман-Вилуна в Западной Австралии, Барбертон в Южной Африке, Абитиби в Канаде, Морро до Ферро в Бразилии, Шангани в Зимбабве, в Верховцевской и Сурской зеленокаменных структурах в Украине. На Карельском кратоне Фенноскандинавского щита известны месторождения и проявления талькового камня на финской территории – в зеленокаменных поясах Суомуссалми (Кивикангас, Хаапонен), Кухмо (Верикаллио, Юурикканиеми) [Vesasalo, 1965; Niemelä, 2001], на территории РФ – в Каменноозерской (Светлоозерское, Золотопорожское, Вожмозерское, Кумбуксинское, Южно-Вожминское), Хаутаваарской (Игнойла), Рыбозерской (Повенчанка), Уросозерской (Вожемское) зеленокаменных структурах [Фурман, 1995; Фролов, 2003]. В пределах данных структур залежи тальковых пород приурочены к толщам переслаивающихся потоков коматиитов, линзам оливиновых мезо- и адкумулатов, сформированным при турбулентном характере излияния в центральных лавовых каналах, а также массивам ультрамафитов, комагматичным коматиитам.

Большинство месторождений и проявлений талькового сырья юго-восточной части Карельского кратона были выявлены работами Карельской геологической экспедиции в результате поисков и оценки месторождений медно-никелевых руд. Результаты изучения минералого-петрографических и петрохимических особенностей тальковых руд и талькового камня, а также выводы, касающиеся их генезиса, зафиксированы в фондовых отчетах В.Н. Фурманом [1995] и обобщены в статьях [Фролов, 2003; Фролов, Фурман, 2003]. Вопросы образования тальк-карбонатных пород также отражены в работах Л.В. Кулешевич [1984, 1992], посвященных условиям преобразования ультрамафитов в лиственитов в процессе низкотемпературных метасоматических изменений. Вследствие низкой вязкости коматиитовых расплавов и широкого температурного интервала, когда единственной кристаллизующейся фазой является оливин (между ликвидусом и температурой кристаллизации других силикатных фаз), коматииты демонстрируют широкий спектр составов, обусловленных фракционированием и аккумуляцией оливина. Концентрации MgO в отдельных дифференцированных потоках могут варьировать более чем на 25 мас. % (в коматиитовых потоках района Алексо, Абитиби, Канада, содержание MgO меняется от 19 мас. % в спинифекс-зоне до 45 мас. % в кумулятивной зоне) [Arndt et al., 2008].

Ввиду значительной изменчивости составов ультраосновных вулканитов коматиитового ряда важным является изучение особенностей карбонатизации коматиитов разного химического состава и выявление основных закономерностей образования в них различных природных типов талькового камня.

Цель настоящего исследования – установление минералого-петрографических особенностей образования талькового камня при гидротермально-метасоматическом изменении мезоархейских коматиитов на примере месторождения Озерки и проявления Пентинсуо Костомукшской зеленокаменной структуры.

На данных объектах в результате поисково-оценочных работ при непосредственном участии авторов [Шеков, 2009] выявлены залежи талькового камня, приуроченные к линзам коматиитовых перидотитов, а также к переслаивающимся дифференцированным и недифференцированным (массивным) лавовым потокам и лавобрекчиям коматиитов с прослоями туфового материала. Их исследование дает возможность изучения процессов карбонатизации различных фациальных типов ультраосновных вулканитов и определения характерных особенностей вещественного состава сформированных природных типов талькового камня. Детальное изучение данных объектов позволит выявить основные факторы локализации залежей талькового камня в областях развития коматиитов в зеленокаменных структурах и выработать научно-обоснованную стратегию поисково-оценочных работ на данный вид сырья.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Месторождение талькового камня Озерки и проявление Пентинсуо расположены в юго-западной части Костомукшской зеленокаменной структуры, локализованной в западной части Костомукшско-Гимольского зеленокаменного пояса Карельского кратона (рис. 1, 2).

В строении супракрустального разреза Костомукшской зеленокаменной структуры выделяются мезоархейские нюкозерская, контокская и неоархейская гимольская серии [Стратиграфия..., 1992]. Нюкозерская серия объединяет биотитовые, гранат-биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные гнейсы по метапесчаникам и аркозам, реже прослои полевошпатовых кварцитов и мигматиты по ним. Породы контокской серии включают ниемиярвинскую (метабазальты с редкими прослоями метакоматиитов и магнетитовых кварцитов), шурловаарскую (агломератовые, лапиллиевые, слоистые туфы кислого состава, туффиты, магнетитовые сланцы, кварциты, углеродсодержащие сланцы) и рувинваарскую (метабазальты, метакоматииты, редкие углеродсодержащие сланцы и кварци-

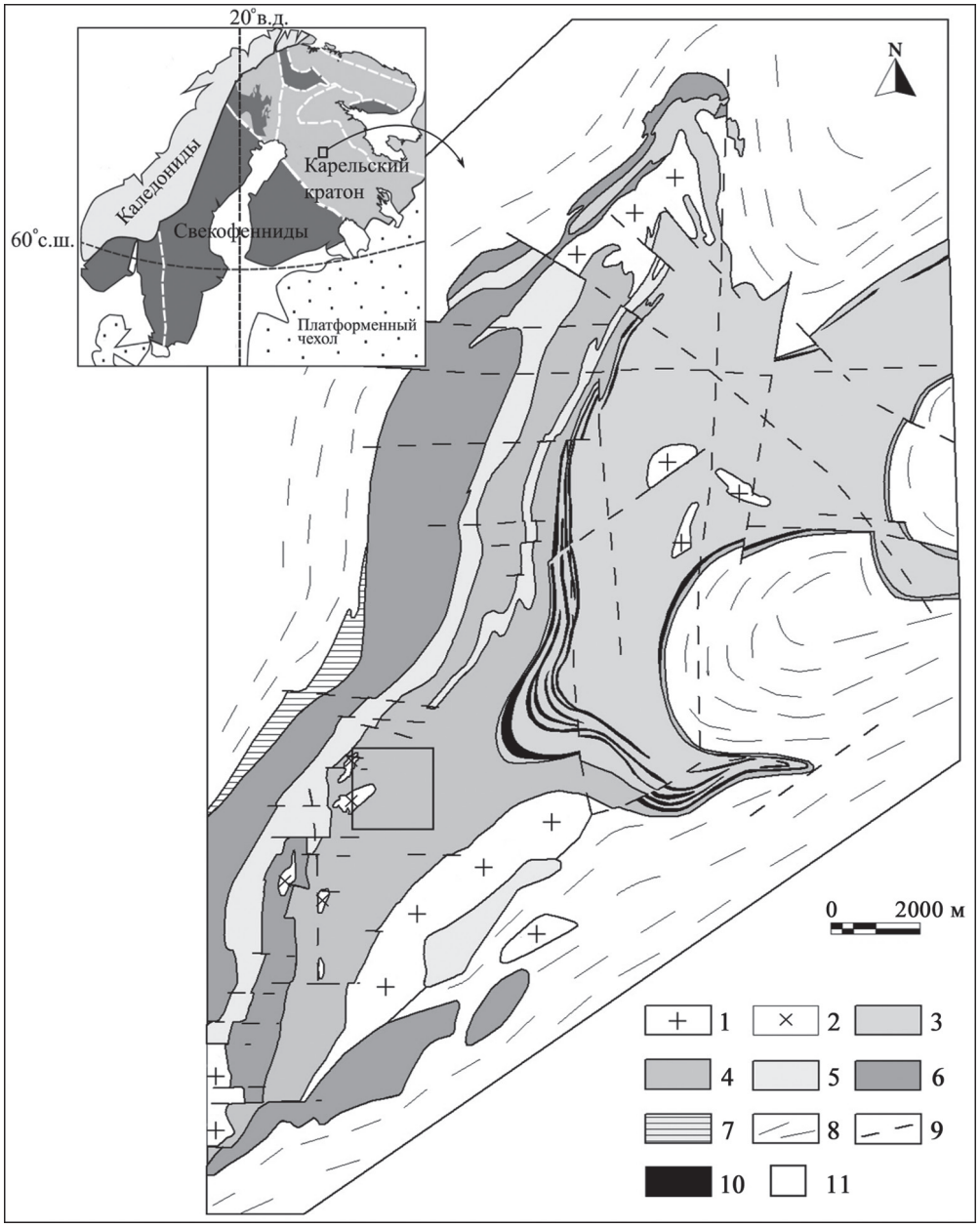

Рис. 1. Схема геологического строения Костомукшской зеленокаменной структуры, по [Кулешевич, 2004] с упрощением.

1 – Na-K граниты (2.7–2.68 млрд лет); 2 – диориты, гранит-порфиры (2.72 млрд лет); 3 – сланцы гимольской серии; 4–6 – контокская серия: 4 – метабазальты и метакоматииты рувинваарской свиты, 5 – кислые метавулканиты, магнетитовые сланцы и кварциты шурловаарской свиты, 6 – метабазальты ниемиярвинской свиты; 7 – гнейсы нюкозерской серии; 8 – гранито-гнейсы и мигматиты; 9 – тектонические нарушения; 10 – железные руды; 11 – местоположение объектов исследования.

Fig. 1. Schematic geological map of the Kostomuksha greenstone structure simplified from [Kuleshevich, 2004].

1 – Na-K granites (2.7–2.68 Ga); 2 – diorites, granite-porphyries (2.72 Ga), 3 – schist, Gimoly series; 4–6 – Kontokki series: 4 – metabasalts and metakomatiites, Ruvinvaara Formation, 5 – felscic metavolcanics, magnetite schists and quartzite, Shurlovaara Fm, 6 – metabasalts, Niemijärvi Fm; 7 – gneisses Nyukkozero series; 8 – granite-gneiss and migmatite; 9 – faults; 10 – iron ores; 11 – location of study areas.

ты) свиты. Время формирования мафической толщи составляет 2843 ± 39 млн лет (Sm-Nd метод) [Puchtel et al., 1998], кислых вулканитов – 2795 ± ± 10 млн лет (U-Pb метод) [Лобач-Жученко и др., 2000]. Гимольская серия, представленная суккозерской, костомукшской, сурлампинской и хе-

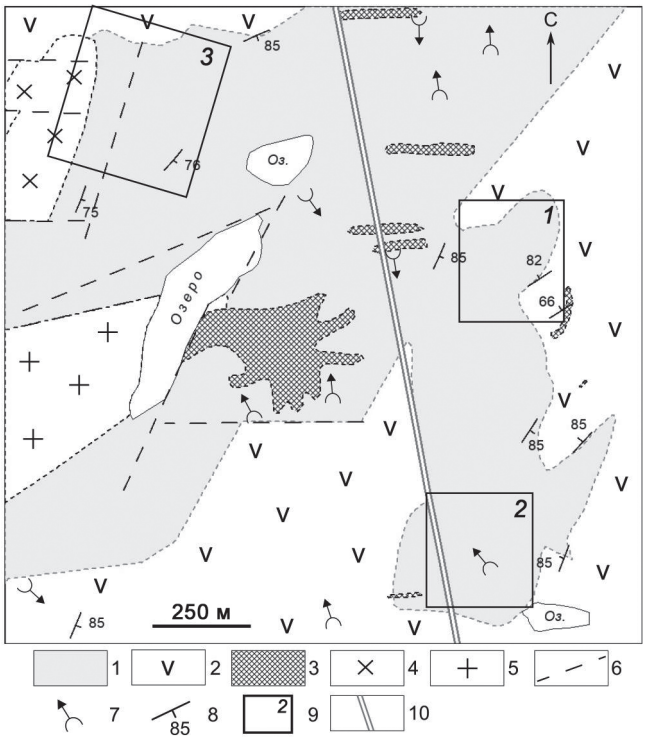

Рис. 2. Схема геологического строения мафитовой толщи с местоположением участков исследования (составлена с использованием данных В.Я. Горьковца [Стратиграфия..., 1992] и [Кулешевич, 2004]).

1 – метакоматииты; 2 – метабазальты; 3 – метагаббро; 4 – диориты; 5 – гранит-порфиры; 6 – тектонические нарушения; 7 – направление кровли лавового потока; 8 – элементы залегания сланцеватости; 9 – контуры участков: *1* – Озерки-1, *2* – Зеленая горка, *3* – Пентинсуо; 10 – дорога.

Fig. 2. Schematic geological map of mafic sequence within location of study areas (compiled using V.Ya. Gorkovetz [Stratigrafiya..., 1992] and [Kuleshevich, 2004].

1 – metakomatiites; 2 – metabasalts; 3 – metagabbro; 4 – diorites; 5 – granite-porphyries; 6 – faults; 7 – direction of the lava flowtop; 8 – schistosity; 9 – prospects outline: *1* – Ozerki, *2* – Zelenaya gorka, *3* – Pentinsuo; 10 – road.

дозерской свитами, сложена терригенными осадками с прослоями углеродсодержащих сланцев и горизонтами железистых кварцитов, формирующими крупное Костомукшское железорудное месторождение. Нижняя возрастная граница метаосадков определяется возрастом подстилающих кислых вулканитов – 2795 ± 10 млн лет, верхняя граница – 2707 ± 31 млн лет (U-Pb метод) [Лобач-Жученко и др., 2000] – определяется возрастом плагиогранитпорфиров (геллифлинты), прорывающих сланцы гимольской серии.

Интрузивные породы Костомукшской зеленокаменной структуры представлены разновозрастными породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, габбро, диорит-гранодиоритовыми санукитоидами, лампрофирами, гранитами, лампроитами.

Супракрустальные породы Костомукшской зеленокаменной структуры были неоднократно деформированы и метаморфизованы [Кожевников, 1982, 2000; Геология и метаморфизм..., 1991]. По данным О.И. Володичева и Л.С. Голованова [Геология и метаморфизм…, 1991; Стратиграфия..., 1992], для пород характерен двухэтапный метаморфизм позднеархейского возраста андалузит-силлиманитового (раннего) и кианит-силлиманитового (позднего) типов. К локальным узким линейным тектоническим зонам приурочены различные метасоматиты, наложенные на ранее деформированные и метаморфизованные породы. Температурные условия метасоматитов варьируют от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Ультраосновные вулканиты, основной объем которых приурочен к рувинваарской свите контокской серии [Стратиграфия докембрия…, 1992], наиболее широко распространены в юго-западной части структуры и прослеживаются в виде прерывистой полосы субмеридионального простирания протяженностью более 12 км, шириной до 1.5 км. Впервые ультраосновные вулканиты коматиитовой серии Костомукшской структуры были исследованы В.Я. Горьковцом и М.Б. Раевской [Горьковец, Раевская, 1983, 1988а; Раевская, Горьковец, 1986]. Ими в ходе палеовулканологических реконструкций выявлены и описаны три коматиитовые вулканические постройки центрального типа, контролируемые тектонической зоной, протягивающейся вдоль осевой линии Костомукшского синклинория [Горьковец, Раевская, 1988б]. По данным бурения производственных организаций, ультраосновная толща мощностью несколько сотен метров прослеживается на глубину более 900 м [Фурман, 2001].

Метакоматииты Костомукшской зеленокаменной структуры характеризуются содержаниями MgO (в пересчете без летучих) от 18 до 29 мас. % в верхних частях дифференцированных потоков со структурой спинифекс, от 24 до 40 мас. % в кумулятивных зонах и от 25 до 33 мас. % в массивных потоках; низкими концентрациями TiO_2 (≤0.63 мас. %), $Na_2O + K_2O$ (<1.2 мас. %), SiO_2 (≤51 мас. %) [Puchtel et al., 1998; Фурман, 2001; Ранний докембрий..., 2005; и собственные данные авторов]. Авторские анализы наименее измененных коматиитов приведены в табл. 1. Значения основных петрологических индикаторных отношений CaO/Al_2O_3 (0.91 ± 0.41), Al_2O_3/TiO_2 (18.8 ± ± 3.63), $(Gd/Yb)_n$ (1.13 ± 0.04) позволяют отнести метакоматииты к Al-недеплетированному “Мунро” типу. Породы обеднены легкими редкоземельными элементами, $(La/Sm)_n = 0.48 \pm 0.07$, и имеют слабо фракционированное распределение тяжелых ред-

Таблица 1. Химический состав метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры

Table 1. Chemical composition of the metakomatiites of the Kostomuksha greenstone structure

Компонент	Проба							
	011-3-0.05	016-2-0.1	014-2.0	011-3-1	011-3-4.6	014-3.73	oz7-32.28	016-2-2.95
	КБ	КБ	С	С	К	К	К	М
SiO_2	41.88	42.22	42.6	41.76	41.56	40.44	45.64	43.78
TiO_2	0.31	0.35	0.32	0.31	0.29	0.27	0.28	0.33
Al_2O_3	7.14	7.37	6.87	7.92	5.97	6.11	6.38	5.94
Fe_2O_3	3.5	3.63	3.95	3.74	2.4	2.35	3.29	2.31
FeO	5.9	5.9	6.18	6.18	6.25	7.04	7.18	6.32
MnO	0.159	0.143	0.151	0.139	0.144	0.14	0.136	0.142
MgO	24.8	24.74	26.02	25.06	28.43	28.59	22.84	27.63
CaO	6.77	5.06	5.66	5.96	4.69	3.27	6.52	4.92
Na_2O	0.12	0.11	0.15	0.12	0.08	0.04	0.27	0.1
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
H_2O	0.38	0.45	0.5	0.44	0.39	0.4	0.66	0.27
P_2O_5	0.03	0.05	0.07	0.06	0.18	0.06	0.05	0.04
П. п. п.	8.56	9.75	7.08	7.97	9.2	10.83	6.26	7.99
Сумма	99.55	99.78	99.56	99.66	99.59	99.55	99.53	99.78

Примечание. КБ – брекчированная кровля лавового потока, С – зона спинифекс-структуры дифференцированного лавового потока, К – кумулятивная зона дифференцированного лавового потока, М – недифференцированный (массивный) лавовый поток.

Note. КБ – flow top breccia, С – spinifex texture zone of the differentiated lava flow, К – cumulate zone of the differentiated lava flow, М – undifferentiated (massive) lava flow.

коземельных элементов. Изотопно-геохимические характеристики коматиит-базальтовой ассоциации Костомукшской зеленокаменной структуры сходны с таковыми для базальтов современных океанических хребтов и/или океанических плато (ε_{Nd} = = 2.8–3.4, $(Nb/Th)_n$ = 1–2, $(Nb/La)_n$ = 0.9–1.5) [Puchtel et al., 1998].

На месторождении талькового камня Озерки, включающем участки Озерки-1 и Зеленая горка, метакоматииты образуют крутопадающие пластообразные тела (размером 130 × 300 и 350 × 450 м соответственно), согласно залегающие среди метабазальтов. По данным бурения, толща метаультрамафитов представлена чередующимися дифференцированными и недифференцированными лавовыми потоками, а также лавобрекчиями метакоматиитов с редкими прослоями туфов. Первично магматические минералы в породах не сохраняются, метакоматииты представлены породами хлорит-амфиболового, (карбонат)-амфибол-талькхлоритового и карбонат-хлорит-талькового (тальковый камень) состава. На участке Озерки-1 тальковый камень формирует пластообразные тела небольшой мощности от 5–10 до 30 м протяженностью до 150 м. На участке Зеленая горка преобладают карбонат-хлорит-тальковые породы (рис. 3), слагающие наиболее мощное тело в центральной части участка. В телах метаультрамафитов отмечается серия даек метагаббро мощностью 1.2–5.0 м. На контактах метакоматиитов с дайками и вмещающими метабазальтами фиксируется развитие реакционной метасоматической зональности, включающей зоны хлорит-амфиболовых, амфиболовых, (хлорит)-тальковых, биотитовых пород.

На проявлении Пентинсуо метаультрамафиты формируют крутопадающее пластообразное тело северо-восточного простирания протяженностью 500 м, мощностью 200 м, сложенное в центральной части метаперидотитами, к периферии сменяющимися массивными, подушечными лавами метакоматиитов, потоками коматиитовых и толеитовых метабазальтов (рис. 4). В западной части участка развиты диориты массива Факторный таловейсского комплекса диоритов, кварцевых диоритов, гранит-порфиров, с которыми связана золоторудная минерализация Костомукшской структуры [Кулешевич, Фурман, 2009]. Проявление Пентинсуо расположено в заболоченной местности, в центральной части обнажаются массивные антигоритовые серпентиниты, образующие изометричное в плане тело размером 100 × 75 м. Серпентиниты рассечены карбонатными прожилками и по периферии переходят в хлорит-карбонат-тальковую породу. По результатам бурения установлено, что основная часть метаперидотитов сложена тальковым камнем хлорит-карбонат-талькового состава. Залежь талькового камня имеет в плане сложную форму из-за наличия останцов серпентинитов. В единичных скважинах, пробуренных на проявлении, вскрыты маломощные дайки основных пород, на контактах которых с метаперидотитами развита реакционная метасоматическая зональность, аналогичная зональности на месторождении Озерки.

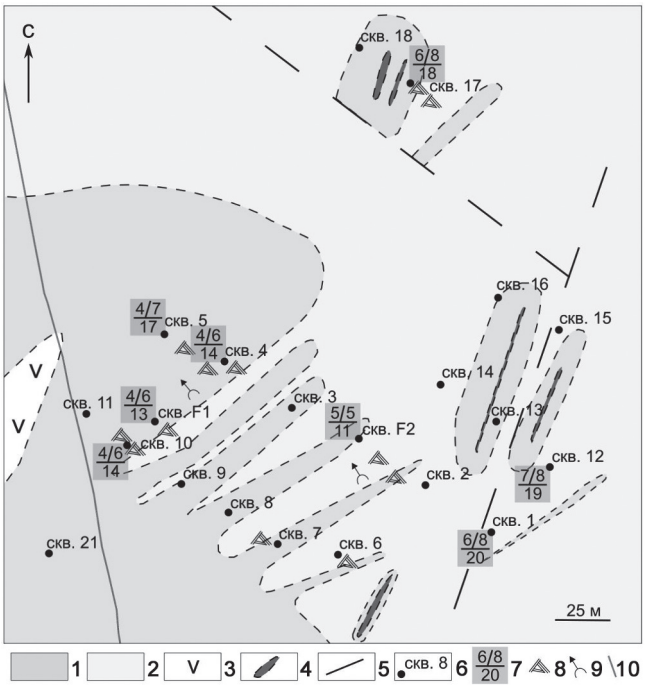

Рис. 3. Схема геологического строения участка Зеленая горка месторождения талькового камня Озерки.

1 – хлорит-амфиболовые и (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовые породы; 2 – карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень); 3 – метабазальты; 4 – метагаббро; 5 – тектонические нарушения; 6 – скважины; 7 – железистость минералов: в числителе – доломита/талька, в знаменателе – хлорита; 8 – зоны спинифекс-структур; 9 – направление кровли лавового потока; 10 – дорога.

Fig. 3. Schematic geological map of the Zelenaya Gorka prospect at the Ozerki soapstone deposit.

1 – chlorite-amphibole and (carbonate)-amphibole-talc-chlorite rocks; 2 – carbonate-chlorite-talc rock (soapstone); 3 – metabasalts; 4 – metagabbro; 5 – faults; 6 – drill holes; 7 – iron content of minerals: in the numerator – dolomite/talc, in the denominator – chlorite; 8 – spinifex texture zones; 9 – direction of lava flowtop; 10 – road.

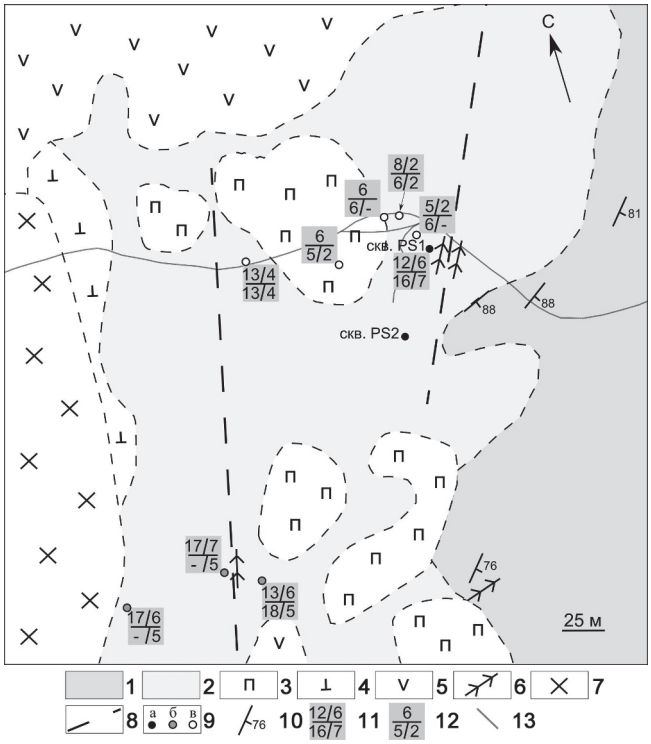

Рис. 4. Схема геологического строения проявления талькового камня Пентинсуо.

1 – метакоматииты; 2 – хлорит-карбонат-тальковые породы (тальковый камень); 3 – серпентиниты; 4 – коматиитовые метабазальты; 5 – метабазальты; 6 – метагаббро; 7 – диориты; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки наблюдений: а – скважины, б – скважины пенетрационного бурения, в – обнажения; 10 – элементы залегания сланцеватости; 11 – железистость минералов: в числителе – хлорита/талька, в знаменателе – брейнерита/доломита; 12 – железистость минералов: в числителе – серпентина, в знаменателе – брейнерита/доломита; 13 – дорога.

Fig. 4. Schematic geological map of the Pentinsuo soapstone occurrence.

1 – metakomatiites; 2 – chlorite-carbonate-talc rocks (soapstone); 3 – serpentinites; 4 – komatiitic metabasalts; 5 – metabasalts; 6 – metagabbro; 7 – diorites; 8 – faults; 9 – location of a – drill holes, б – penetration drill holes, в – outcrops; 10 – schistosity; 11 – iron content of minerals: in the numerator – chlorite/talc, in the denominator – breunnerite/dolomite; 12 – iron content of minerals: in the numerator – serpentine, in the denominator – breunnerite/dolomite; 13 – road.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактический материал по месторождению Озерки получен при документации керна скважин (на участке Озерки-1 – 11 скважин, на участке Зеленая горка – 21 скважина), пробуренных при поисково-оценочных работах на тальковый камень. На проявлении Пентинсуо пробы для исследования отобраны из естественных обнажений, из керна двух скважин, также проанализирован материал, полученный при пенетрационном бурении.

Минеральный состав исследуемых проб установлен методами оптической микроскопии, электронной микроскопии с приставкой для микроанализа, рентгенофазового и термогравиметрического анализа. Исследования выполнены на оборудовании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра “Карельский научный центр Российской академии наук”. Рентгенофазовый анализ выполнен на дифрактометре ARL X’TRA с излучением CuK_{α} в области углов $2\theta = 2–90^{o}$. Изучение морфологии и химического состава породообразующих минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH с энергодисперсионным микроанали-

затором INCA Energy 350 (напряжение 20 кВ). Количественный минеральный состав проб определен путем пересчета данных химического и термогравиметрического анализов с учетом данных по химическому составу породообразующих минералов, полученных при рентгеноспектральном микроанализе. Термогравиметрический анализ выполнен на синхронном термоанализаторе STA 449 F1 Jupiter фирмы NETZSCH в области температур 35–1200ºС. Для анализа использовались навески 10 мг, скорость нагрева образцов составила 10 К/мин. Химический состав проб определен методом силикатного анализа в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ

Комплексное изучение метаультрамафитов на месторождении Озерки показало, что по минеральному составу выделяются три их разновидности: хлорит-амфиболовые, (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовые и карбонат-хлорит-тальковые (тальковый камень) породы. Переходы между разновидностями постепенные. На отдельных участках отмечается развитие флогопитизированных пород.

Хлорит-амфиболовые разновидности представлены массивными породами серого, темно-серого цвета, рассеченными хлоритовыми и тальк-карбонатными прожилками, сложенными тонкозернистым агрегатом чешуек хлорита и амфибола. Амфибол (актинолит, тремолит) образует волокнистые, коротко- и длиннопризматические кристаллы, иногда имеющие неоднородное строение, обусловленное наличием областей, по составу отвечающих куммингтониту. В некоторых образцах отмечается присутствие двух генераций амфибола и хлорита. Рудные минералы в виде тонкой рассеянной вкрапленности и просечек неравномерно распределены в породе, представлены пылевидными зернами магнетита и ильменита и более крупными зернами хромшпинелидов размером до 0.5 мм. Структура пород фибробластовая, лепидонематобластовая, с реликтами спинифекс и ортокумулятивной. Содержание породообразующих минералов, %: амфибол – 20–60, хлорит – 25–60, рудные – 4–10, тальк – 0–10, карбонат – 0–10.

В породах со спинифекс-структурой псевдоморфозы по оливину выполнены хлоритом, хлорит-амфиболовым агрегатом. В интерстициях между пакетами пластин апооливина развиты веерообразные псевдоморфозы, метелки и пучки по кристаллам пироксена, сложенные амфиболом (рис. 5а, б). Основной матрикс образован хлоритом, амфиболом и рассеянным рудным минералом. Ортокумулятивная структура сформирована псевдоморфозами по оливину, которые сохраняют кристаллографические очертания зерен и имеют вытянутые, ромбовидные, гексагональные формы. Псевдоморфозы сложены преимущественно хлоритом, интеркумулусная масса – хлорит-амфиболовым агрегатом. В некоторых образцах в ортокумулатах отмечаются длинные иглообразные псевдоморфозы, сложенные хлорит-амфиболовым агрегатом.

(Карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовые разновидности представлены тонкозернистыми породами от светло-серого до темно-серого цвета в зависимости от содержания хлорита, которые секутся хлоритовыми, хлорит-тальк-карбонатными прожилками мощностью до первых сантиметров. Содержание породообразующих минералов, %: амфибол – 10–30, хлорит – 20–40, тальк – 10–30, карбонат – 1–20, рудные – 0–10. Для пород характерно развитие зернистых масс и ксенобластов доломита на фоне тонкозернистого агрегата чешуек талька, хлорита, удлиненных призм и волокон амфибола. Установлено замещение тальком кристаллов амфибола, нередко с сохранением формы последних (рис. 5в). Некоторые кристаллы тремолит-актинолита имеют неоднородное строение с участками куммингтонитового состава (рис. 5г). В породах отмечается тонкая рассеянная вкрапленность, просечки и ветвящиеся жилки магнетита и ильменита, а также более крупные идиоморфные зерна хромшпинелидов.

Для (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовых пород характерны порфиробластовые (по карбонату) структуры с лепидобластовой, нематолепидобластовой структурой основной ткани, а также реликтовые спинифекс и ортокумулятивные структуры. В спинифекс-структурах тальк и карбонат развиваются внутри псевдоморфоз по первичным силикатам, а также по основной массе. В ортокумулятивных структурах псевдоморфозы по оливину сложены преимущественно хлоритом, а тальк развивается в интеркумулусной массе по амфиболу. Реже отмечаются псевдоморфозы, сложенные амфибол-хлорит-тальковым агрегатом. Карбонат образует зерна неправильной формы и порфиробласты, “стирающие” границы оливиновых псевдоморфоз.

Карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень), по сравнению с (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритовыми, в целом содержат большее количество карбоната и талька и представляют собой тонкозернистые образования от светло-серого до темно-серого цвета, рассеченные тальковыми, карбонатными, хлоритовыми и тальк-карбонатными прожилками мощностью до первых сантиметров. Содержание породообразующих минералов, %: тальк – 30–55, хлорит – 20–60, карбонат – 5–40, рудные – до 7. Для пород данной группы характерны порфиробластовые (по карбонату) и гранолепидобластовые структуры. Основная ткань породы сложена тонкозернистым агрегатом талька, хлорита, карбоната и рудных минералов (магнетит, ильменит, хромшпинелиды). В некоторых образцах уста-

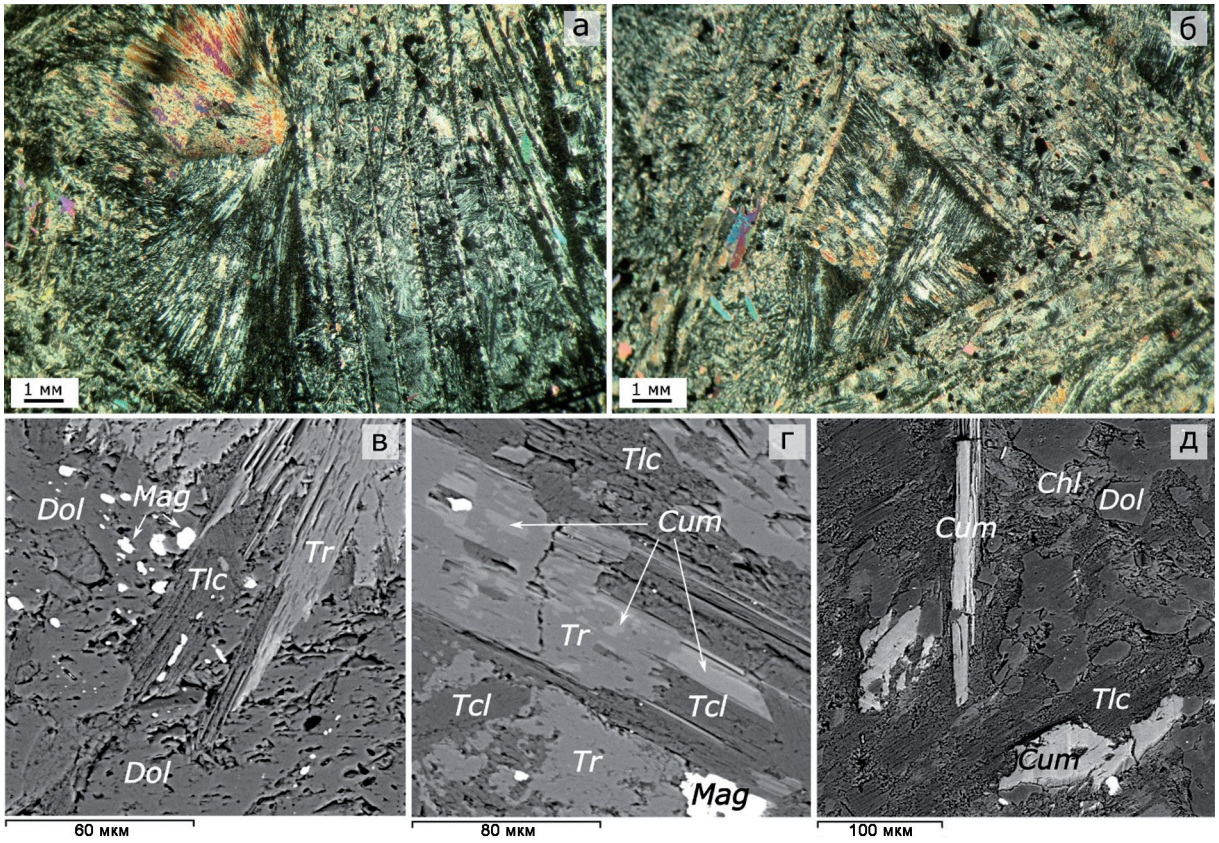

Рис. 5. Микрофото (а, б) и изображения в отраженных электронах (в–д) основных типов метакоматиитов месторождения Озерки.

а, б – структура спинифекс пакетного типа в хлорит-амфиболовой породе, в интерстициях пластин апооливина расположены веерообразные псевдоморфозы по пироксену; в – псевдоморфное замещение амфибола тальком в карбонат-амфибол-тальк-хлоритовой породе; г – неоднородные по составу кристаллы тремолита с областями куммингтонитового состава в карбонат-амфибол-тальк-хлоритовой породе; д – развитие порфиробластов куммингтонита и замещение их тальком в карбонат-хлорит-тальковой породе. *Chl* – хлорит, *Cum* – куммингтонит, *Dol* – доломит, *Mag* – магнетит, *Tlc* – тальк, *Tr* – тремолит.

Fig. 5. Photomicrographs (а, б) and back-scattered electron images (в–д) of major types of Ozerki metakomatiites.

а, б – platy spinifex texture in chlorite-amphibole rock, spray pseudomorphs after pyroxene occur in the interstices of apoolivine plates; в – pseudomorphic replacement of amphibole by talc in carbonate-amphibole-talc-chlorite rock; г – compositionally heterogenous tremolite crystals with cummingtonite composition areas in carbonate-amphibole-talc-chloritic rock; д – cummingtonite porphyroblasts and their replacement by talc in carbonate-chlorite-talc rock. *Chl* – chlorite, *Cum* – cummingtonite, *Dol* – dolomite, *Mag* – magnetite, *Tlc* – talc, *Tr* – tremolite.

новлено развитие куммингтонита (до 1–2 %), образующего бесцветные расщепленные длиннопризматические кристаллы и лучистые агрегаты с полисинтетическими двойниками размером до 1 мм, часто полностью псевдоморфно замещенные тальком (см. рис. 5д). Куммингтонит развивается как по основной ткани породы, так и бывает приурочен к скоплениям зерен карбоната.

Для карбонат-хлорит-тальковых пород характерны массивные, а также и сланцеватые ориентированные текстуры. В редких случаях отмечаются спинифекс- и кумулятивные структуры. В кумулятивной структуре границы зерен оливина подчеркиваются цепочками рудных минералов (магнетит, ильменит). Псевдоморфозы спинифекс-структур сложены преимущественно тальком, реже карбонатом, промежутки между псевдоморфозами заполнены хлоритом.

Для всех минеральных разновидностей пород характерно присутствие реликтовых зерен хромшпинелидов и бедной вкрапленности сульфидов, представленных пирротином, пентландитом, пиритом, халькопиритом, миллеритом, сфалеритом и галенитом. Зерна хромшпинелидов проявляют внутреннюю зональность от хромита-субферриалюмохромита в ядерной части, через субалюмоферрихромит-феррихромит в промежуточной зоне до хроммагнетита-магнетита в кайме. Отмечаются наличие апатита и единичные находки циркона.

При сопоставлении особенностей размещения различных типов пород в толще ультраосновных вулканитов с составом и строением отдельных потоков установлен геохимический фактор, контролирующий формирование тальксодержащих пород. Для примера рассмотрим изменения минералого-петрографических характеристик пород в пределах потоков метакоматиитов вскрытых скважинами F1 и oz7.

На рис. 6 представлено строение фрагмента толщи метакоматиитов, вскрытого скважиной F1 на участке Зеленая горка. В разрезе скважины выделяются 4 потока дифференцированного, недифференцированного сложения и лавобрекчии. В описании потоков здесь и далее указаны истинные мощности, рассчитанные, исходя из предположения о субвертикальном залегании пород и угла наклона скважин 45°.

Разрез скважины начинается лавобрекчиями метакоматиитов потока 4 (вскрытая мощность зоны 3.7 м, содержание MgO – 25.19–26.18 мас. %). Фрагменты лавы, имеющие остроугольные и овальные очертания, разделены тонкими (1–3 мм) хлоритовыми и более мощными (до 4 см) карбонат-хлорит-тальковыми прожилками. Некоторые фрагменты ограничены светлой каймой более тонко-

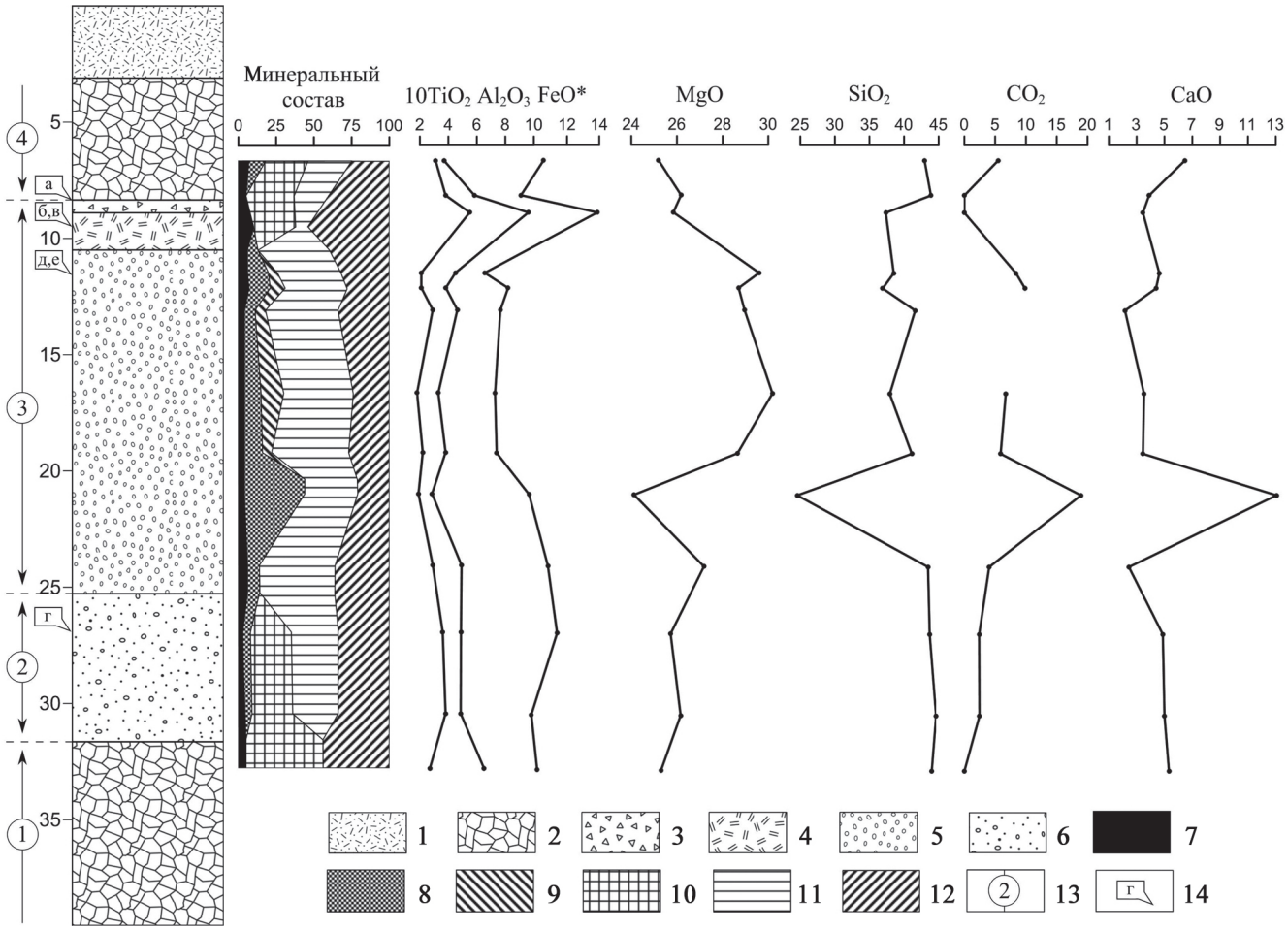

Рис. 6. Распределение петрогенных элементов (мас. %) и минеральный состав (мас. %) в потоках метакоматиитов в скважине F1 на месторождении талькового камня Озерки (участок Зеленая горка).

1 – четвертичные отложения, 2 – лавобрекчии, 3 – A_1-брекчированная кровля, 4 – $A_{2–3}$-зона спинифекс, 5 – B-кумулятивная зона, 6 – массивные лавы, 7 – рудные минералы, 8 – доломит, 9 – брейнерит, 10 – амфибол, 11 – тальк, 12 – хлорит, 13 – лавовый поток и его номер (описание см. в тексте), 14 – место отбора образца, микрофото которого представлено на рис. 7 под соответствующей буквой.

Fig. 6. Petrogenic element distribution (wt %) and mineral composition (wt %) in metakomatiite flows in the drill hole F1 at the Ozerki soapstone deposit (Zelenaya Gorka prospect).

1 – quaternary rocks, 2 – lava-breccia, 3 – A_1-brecciated top, 4 – $A_{2–3}$-spinifex zone, 5 – B-cumulate zone, 6 – massive lava, 7 – ore minerals, 8 – dolomite, 9 – breunnerite, 10 – amphibole, 11 – talc, 12 – chlorite, 13 – lava flow and its number (description see in the text), 14 – the place of sample, the microphoto of which is represented at Fig. 7 under the corresponding letter.

зернистого сложения (зоной закалки) шириной до 1 см. На отдельных участках отмечаются реликты структуры спинифекс в виде мелких (до 5 мм) различно ориентированных апооливиновых псевдоморфоз. Лавобрекчии сложены доломит-тальк-амфибол-хлоритовой породой и характеризуются гранонематобластовой, лепидонематобластовой, порфиробластовой структурой. Местами сохраняется реликтовая порфировая структура, где псевдоморфозы по оливину выполнены чешуйками хлорита, пространство между псевдоморфозами сложено тальк-хлорит-тремолитовым агрегатом.

Ниже по разрезу лавобрекчии сменяются дифференцированным лавовым потоком (3) метакоматиитов (содержание MgO 24.12–30.18 мас. %) мощностью 11 м, в строении которого выделяются зоны брекчированной кровли (A_1), структуры спинифекс ($A_{2–3}$) и ортокумулата (B).

Зона A_1 мощностью 40 см сложена остроугольными и реже округлыми обломками, ограниченными прожилками тальк-хлоритового состава, развитыми по контракционным трещинам. Обломки представлены массивной апостекловатой хлорит-амфиболовой породой, содержащей полигональные фенокристаллы апооливина, сложенные хлоритом (рис. 7а). Структура породы лепидонематобластовая, реликтовая порфировая.

Зона $A_{2–3}$ мощностью 1.1 м сформирована массивной породой со структурой спинифекс мелкого пакетного различно ориентированного типа (A_2) с размером спинифекс-кристаллов до 1 см и более крупного радиально-лучистого, веерообразного типа (A_3) длиной до 4 см (рис. 7б, в). Микроскопически спинифекс-кристаллы выполнены хлоритовым, тальковым агрегатом. Пространство между псевдоморфозами представлено апостекловатой хлорит-актинолитовой или хлоритовой массой. Минеральный состав породы магнетит-тальк-актинолит-хлоритовый, с небольшим содержанием доломита. Для зоны спинифекс характерно наличие многочисленных тонких ветвистых жилок, выполненных хлоритом.

Зона ортокумулата имеет мощность 10.5 м, сложена тальковым камнем. Верхняя, наиболее магнезиальная (содержание MgO 28.65–30.18 мас. %), часть кумулятивной зоны мощностью 5.5 м сформирована массивной карбонат-хлорит-тальковой породой с характерными порфиробластовыми выделениями карбоната размером до 1 см (рис. 7д). Карбонат представлен доломитом и брейнеритом. Для брейнерита свойствено замещение зерен по периферии и по трещинам спайности доломитом, кальцитом и сидеритом (рис. 7е). Суммарное содержание карбонатов 15–26%. С глубиной количество крупных порфиробластов сокращается и порода приобретает пятнистую текстуру (мощность зоны 2.8 м), обусловленную наличием изометричных доломит-тальковых обособлений размером до 15 мм, участками сливающихся в пятна размером до 6 см, насыщенных рудными минералами. Содержание карбоната (доломита) возрастает до 40%. Нижняя часть кумулятивной зоны сложена брекчированной хлорит-тальковой породой, разбитой сетью тонких трещин, залеченных преимущественно хлоритом, иногда в центральных частях хлоритовых прожилков развиваются тальк и карбонат. В целом для пород кумулятивной зоны характерна преимущественно порфиробластовая (по карбонату) структура с гранолепидобластовой структурой основной ткани, на отдельных участках отмечается реликтовая кумулятивная структура, диагностируемая по оконтуриванию оливиновых псевдоморфоз пылевидными кристалликами магнетита.

Дифференцированный поток подстилается массивным лавовым потоком метакоматиитов (2) мощностью 4.5 м (содержание MgO ≈ 26 мас. %). Метакоматииты сложены амфибол-тальк-хлоритовой с доломитом породой и характеризуются реликтовой порфировой структурой (рис. 7г). Псевдоморфозы по оливину размером до 0.7 мм имеют ромбовидную, гексагональную, изометричную форму и выполнены чешуйками хлорита и иглами тремолита, прорастающими грани псевдоморфоз. Основной матрикс имеет лепидобластовую структуру и сформирован магнетит-тальк-амфибол-хлоритовым агрегатом. В породе отмечаются тальк-хлоритовые прожилки, вероятно подчеркивающие полигональную трещиноватость.

Ниже по разрезу массивный поток сменяется лавобрекчиями метакоматиитов (поток 1) (вскрытая мощность зоны 5.6 м, содержание MgO 25.3 мас. %), аналогичными описанным выше в потоке 4.

На участке Озерки-1 в разрезе скв. 7 (рис. 8) выделены 3 дифференцированных лавовых потока метакоматиитов в опрокинутом залегании, разделенные прослоем туфового материала.

Разрез скважины начинается дифференцированным потоком (1) метакоматиитов с содержанием MgO 24.55–29.7 мас. % мощностью 19.3 м. В потоке диагностируются две зоны: зона со структурой спинифекс (A_2) и зона ортокумулата (B).

Зона A_2 мощностью 30 см сложена массивной тремолит-доломит-тальк-хлоритовой породой с гранолепидобластовой структурой и с реликтами структуры спинифекс мелкого пакетного различно ориентированного типа (рис. 9в) с размером спинифекс-кристаллов до 1 см, выполненных тремолит-тальк-хлоритовым агрегатом.

Кумулятивная зона потока имеет мощность 19 м, сложена тальковым камнем с большим количеством карбонатных прожилков мощностью до 10 см. Верхняя часть зоны (мощность 3.3 м) представлена доломит-тальк-хлоритовой породой с гранолепидобластовой структурой, участками сохраняющей реликты ортокумулятивной структуры.

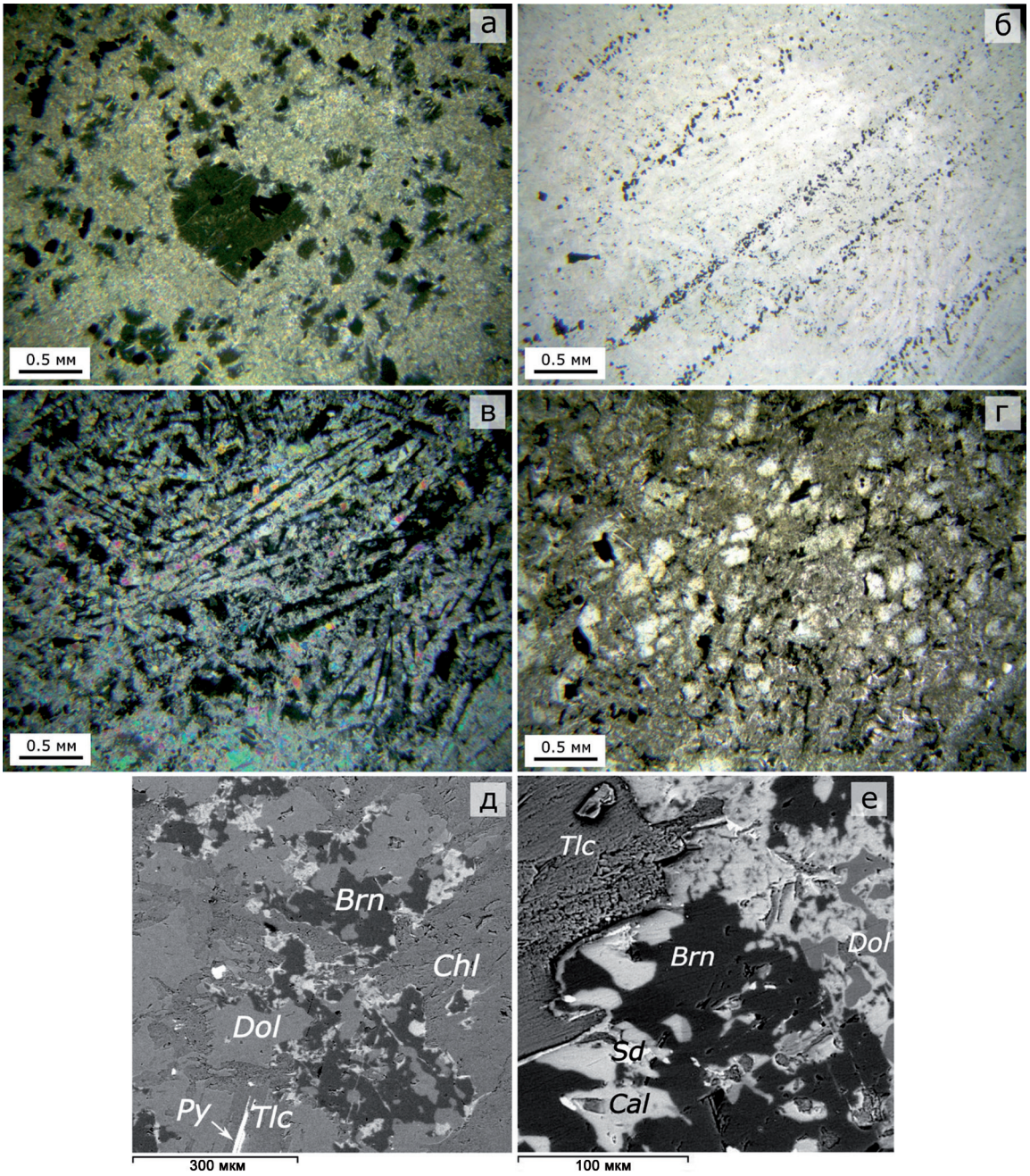

Рис. 7. Микрофото (а–г) и изображения в отраженных электронах (д, е) метакоматиитов в различных зонах потоков в разрезе скважины F1 на месторождении Озерки (участок Зеленая горка).

а – псевдоморфозы по фенокристаллам оливина в хлорит-амфиболовой породе кровельной зоны дифференцированного потока; б – структура спинифекс актинолит-тальк-хлоритовой породы в дифференцированном потоке, без анализатора; в – то же, с анализатором; г – порфировая структура (доломит)-амфибол-тальк-хлоритовой породы массивного потока д – порфиробласты брейнерита в карбонат-хлорит-тальковой породе кумулятивной зоны дифференцированного потока; е – замещение брейнерита доломитом, кальцитом и сидеритом. *Brn* – брейнерит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Dol* – доломит, *Py* – пирит, *Sd* – сидерит, *Tlc* – тальк.

Fig. 7. Photomicrograph (а–г) and back-scattered electron images (д, е) of metakomatiites in various flow zones in the cross-section of drill hole ghF1 at the Ozerki deposit (Zelenaya Gorka prospect).

а – pseudomorphs after olivine phenocrysts in chlorite-amphibole rock of the top zone in a differentiated flow; б – spinifex texture of actinolite-talc-chlorite rock of a differentiated flow, plane-polarized light; в – the same, cross-polarized light; г – porphyritic structure of (dolomite)-amphibole-talc-chlorite rock in a massive flow; д – breunnerite porphyroblasts in carbonate-chlorite-talc rock of the differentiated flow cumulate zone; е – replacement of breunnerite by dolomite, calcite and siderite. *Brn* – breunnerite, *Cal* – calcite, *Chl* – chlorite, *Dol* – dolomite, *Py* – pyrite, *Sd* – siderite, *Tlc* – talc.

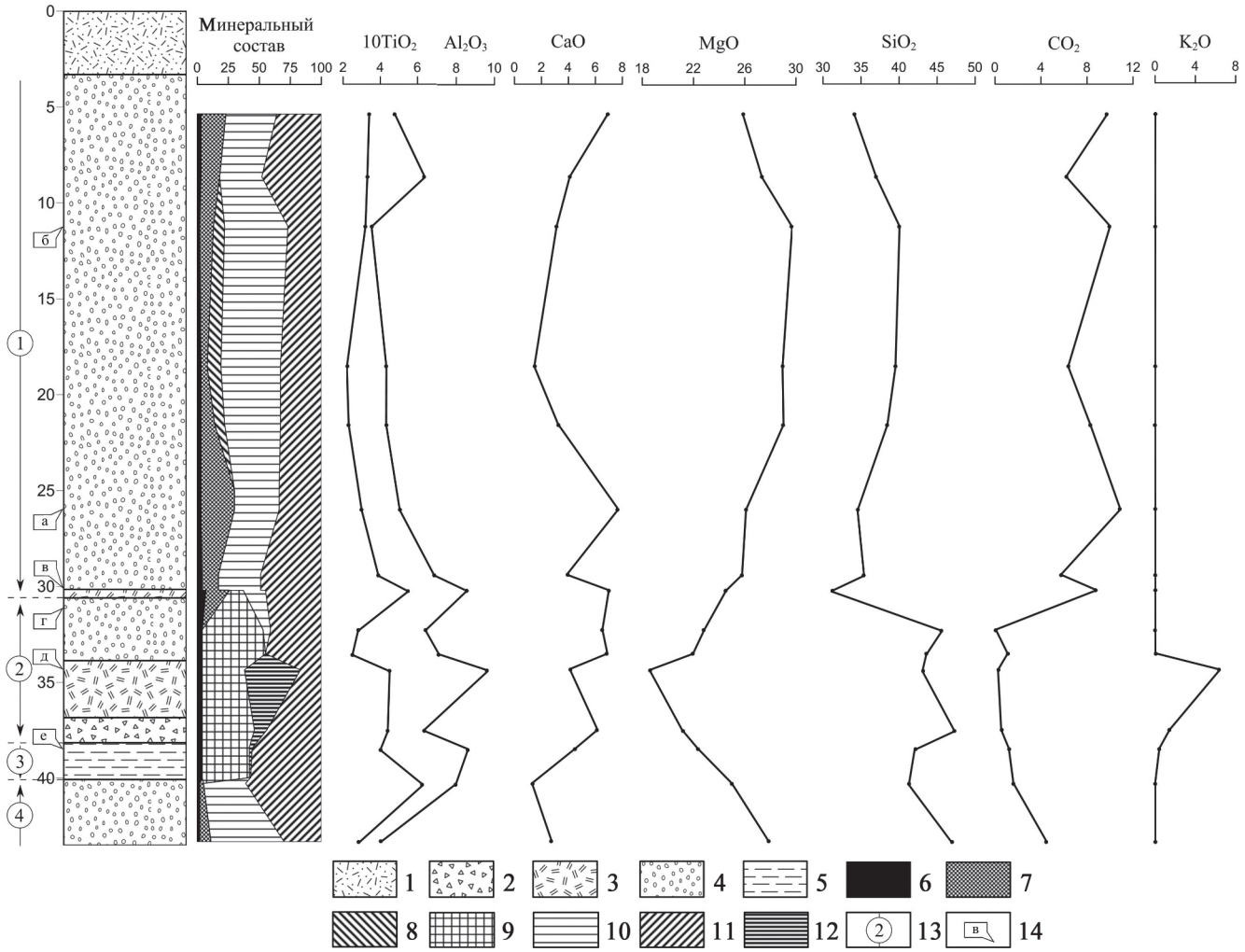

Рис. 8. Распределение петрогенных элементов (мас. %) и минеральный состав (мас. %) в потоках метакоматиитов в скважине oz7 на месторождении Озерки (участок Озерки-1).

1 – четвертичные отложения, 2 – A_1-брекчированная кровля, 3 – $A_{2–3}$ зона спинифекс, 4 – B-кумулятивная зона, 5 – туфы, 6 – рудные минералы, 7 – доломит, 8 – брейнерит, 9 – амфибол, 10 – тальк, 11 – хлорит, 12 – флогопит, 13 – лавовый поток и его номер (описание в тексте), 14 – место отбора образца, микрофото которого представлено на рис. 9 под соответствующей буквой.

Fig. 8. Petrogenic element distribution (wt %) and mineral composition (wt %) in metakomatiite flows in drill hole oz7 at the Ozerki deposit (Ozerki-1 prospect).

1 – quaternary rocks, 2 – A_1-brecciated top, 3 – $A_{2–3}$ spinifex zone, 4 – B-cumulate zone, 5 – tuffs, 6 – ore minerals, 7 – dolomite, 8 – breunnerite, 9 – amphibole, 10 – talc, 11 – chlorite, 12 – phlogopite, 13 – lava flow and its number (description in the text), 14 – the place of sample, the microphoto of which is represented at Fig. 9 under the corresponding letter.

Псевдоморфозы по оливину имеют гексагональную, вытянутую форму и погружены в матрикс, сложенный псевдоморфозами по игольчатым кристаллам пироксена и раскристаллизованным стеклом (рис. 9а). Большинство оливиновых псевдоморфоз имеет размер 0.15–0.4 мм, при этом отмечаются отдельные зерна размером до 5 мм, длина псевдоморфоз по пироксену до 0.35 мм. Псевдоморфозы по первичным силикатам выполнены преимущественно тонкочешуйчатым хлорит-тальковым агрегатом. Центральная, наиболее магнезиальная (содержание MgO – 29.03–29.7 мас. %), часть кумулятивной зоны мощностью 11 м сложена карбонат-хлорит-тальковой породой с характерными крупными порфиробластовыми выделениями брейнерита размером до 8 мм (рис. 9б). Доломит образует более мелкие порфиробласты размером до 0.5 мм. В зернах брейнерита отмечаются участки, выполненные доломитом и кальцитом. Структура основной ткани породы лепидобластовая, гранолепидобластовая. Нижняя часть кумулятивной зоны (мощность 4.7 м) характеризуется

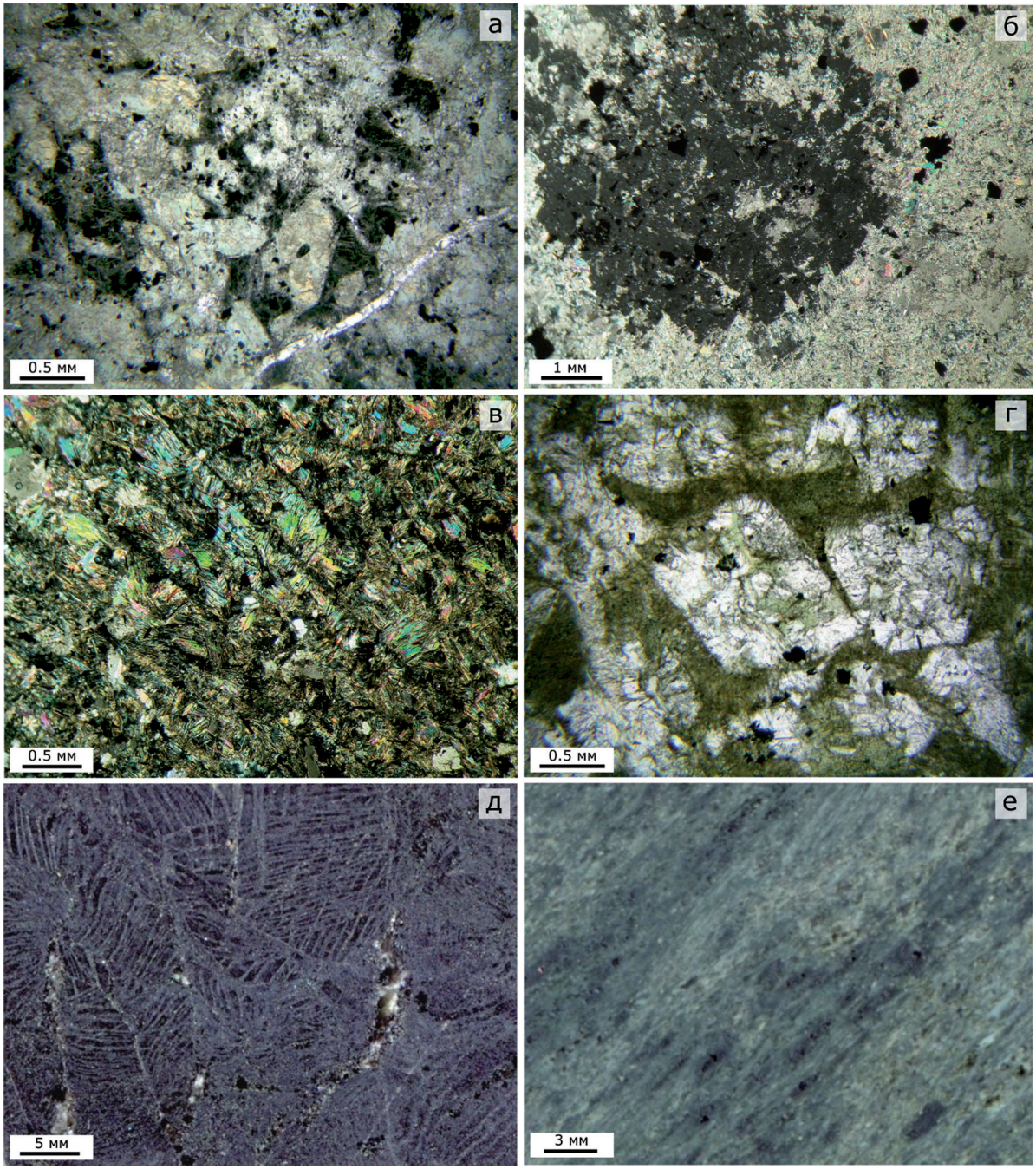

Рис. 9. Структурно-текстурная характеристика различных зон потоков и туфов метакоматиитов в разрезе скважины oz7 на месторождении Озерки (участок Озерки-1).

а – ортокумулятивная структура доломит-тальк-хлоритовой породы верхней части кумулятивной зоны потока метакоматиитов, б – порфиробластовая структура карбонат-хлорит-тальковой породы центральной части кумулятивной зоны потока метакоматиитов, в – спинифекс-структура доломит-амфибол-тальк-хлоритовой породы, г – ортокумулятивная структура тальк-доломит-хлорит-актинолитовой породы, д – структура спинифекс актинолит-хлорит-флогопитовой породы, е – слоистый коматиитовый туф, представленный флогопит-хлорит-актинолитовой породой.

Fig. 9. Textural and structural characteristics of various metakomatiite flow zones and metakomatiite tuffs in the rock sequence of drill hole oz7 at the Ozerki deposit (Ozerki-1 prospect).

а – orthocumulate texture of dolomite-talc-chlorite rock in the upper portion of the cumulate zone of metakomatiite flow, б – porphyroblastic texture of carbonate-chlorite-talc rock in the central part of the cumulate zone of metakomatiite flow, в – spinifex texture of dolomite-amphibole-talc-chlorite rock, г – orthocumulate texture of talc-dolomite-chlorite-actinolite rock, д – spinifex texture of actinolite-chlorite-phlogopite rock, е – layered komatiite tuff represented by phlogopite-chlorite-actinolite rock.

отсутствием брейнерита и сформирована доломит-тальк-хлоритовой породой с гранолепидобластовой структурой. В породе кроме карбонатных прожилков отмечаются тонкие хлоритовые прожилки, формирующие брекчиевидную текстуру.

Поток метакоматиитов перекрывается дифференцированным лавовым потоком метакоматиитов (2) с более низким содержанием MgO (18.57–22.84 мас. %) мощностью 5.3 м. Характерной особенностью потока является развитие в наименее магнезиальных зонах флогопита. Кровельная часть потока (зона A_1) мощностью 90 см сложена массивной флогопит-хлорит-актинолитовой породой с лепидонематобластовой структурой. Зона спинифекс (A_{2-3}) мощностью 2.1 м сформирована актинолит-хлорит-флогопитовой породой, представлена различно ориентированными мелкими псевдоморфозами размером до 5 мм и пакетами кристаллов длиной до 40 мм (рис. 9д). Псевдоморфозы выполнены хлорит-актинолитовым агрегатом. Кумулятивная зона (B) потока мощностью 2.3 м сложена массивной хлорит-актинолитовой породой, в нижней части зоны отмечается развитие доломита и талька. Для пород подошвенной части характерна реликтовая ортокумулятивная структура. Псевдоморфозы по оливину размером 0.6–2 мм имеют ромбовидные, гексагональные формы, выполнены зернами доломита, актинолита, хлорита и талька (рис. 9г). Интеркумулусная масса представлена тонкозернистым хлорит-актинолитовым агрегатом. Основная часть кумулятивной зоны характеризуется фибробластовой, лепидонематобластовой структурой.

На кровле потока (2) залегает слой лапиллиевых и агломератовых коматиитовых туфов (содержание MgO 22.33 мас. %) мощностью 1.3 м, представленных флогопит-хлорит-актинолитовой породой с фибробластовой, нематобластовой структурой (рис. 9е).

На туфы ложится лавовый поток метакоматиитов (3), скважиной вскрыта только кумулятивная часть потока. Подошва потока (мощность 80 см, содержание MgO 24.99 мас. %) представлена лавобрекчией, сложенной тальк-хлоритовой породой с лепидобластовой структурой. Фрагменты лавы размером от 1 до 20 см, имеющие округлые контуры, разделены прожилками тальк-хлорит-карбонатного состава мощностью до 8 см. Выше к кровле порода становится более массивной, снижается содержание хлорита, возрастает количество карбоната и талька.

Приведенный фактический материал по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям потоков метакоматиитов демонстрирует, что тальковый камень приурочен к наиболее магнезиальным кумулятивным зонам дифференцированных лавовых потоков и характеризуется переменным соотношением талька, хлорита и карбоната, отражающим первичную химическую неоднородность коматиитов.

На проявлении Пентинсуо установлены следующие минеральные разновидности ультрамафитов: серпентиниты, тальковый камень хлорит-карбонат-талькового состава и (тальк)-хлорит-амфиболовые породы. Переходы между разновидностями постепенные.

Серпентиниты представлены массивными породами темно-серого цвета, сложены тонкозернистым агрегатом беспорядочно ориентированных чешуек и пластинок антигорита и рудных минералов, на фоне которого отмечается развитие тонкочешуйчатого талька. Рудные минералы распределены в породе неравномерно и представлены пылевидной вкрапленностью и цепочками зерен (магнетит, ильменит, сульфиды), прожилками, а также идиоморфными кристаллами хромшпинелидов размером до 0.4 мм. Тальк образует тонкочешуйчатые массы, преимущественно приуроченные к центральным частям оливиновых псевдоморфоз. Структура пород реликтовая мезокумулятивная (рис. 10а), контур псевдоморфоз по оливину подчеркивается цепочками рудных минералов. Псевдоморфозы размером до 3.6 мм имеют гексагональную, изометричную, вытянутую форму. Содержание породообразующих минералов, %: серпентин – 90, рудные – 4–6, тальк – до 5. Вблизи контакта с тальковым камнем в серпентинитах появляется повышенное количество карбоната, талька и порода приобретает переходный карбонат-тальк-серпентиновый минеральный состав. Карбонат, представленный брейнеритом, образует гипидиоморфные, ксеноморфные порфиробластовые выделения размером до 1.5 мм и прожилки.

Хлорит-карбонат-тальковые породы представлены светло-серыми, серыми, темно-серыми массивными и сланцеватыми породами, рассеченными сетью карбонатных, тальк-карбонатных и хлоритовых прожилков мощностью до первых сантиметров. В тонкозернистой лепидобластовой основной массе, сложенной агрегатом талька, хлорита и рудных минералов, развиваются гипидиоморфные, ксеноморфные зерна карбоната (брейнерит, доломит) размером до 4 мм и их скопления. По составу карбоната выделяются разновидности, в которых карбонат представлен только доломитом либо доломитом и брейнеритом. Распределение рудных минералов подчеркивает реликтовую мезокумулятивную структуру (рис. 10б). В непосредственной близости к серпентинитам в породе в незначительном количестве сохраняются области, сложенные серпентином. Содержание породообразующих минералов, %: тальк – 40–55, карбонат – 15–45, хлорит – 10–30, рудные – до 5, серпентин – до 1.

(Тальк)-хлорит-амфиболовые породы развиты в составе реакционной биметасоматической зональности на контактах метаультрамафитов и даек

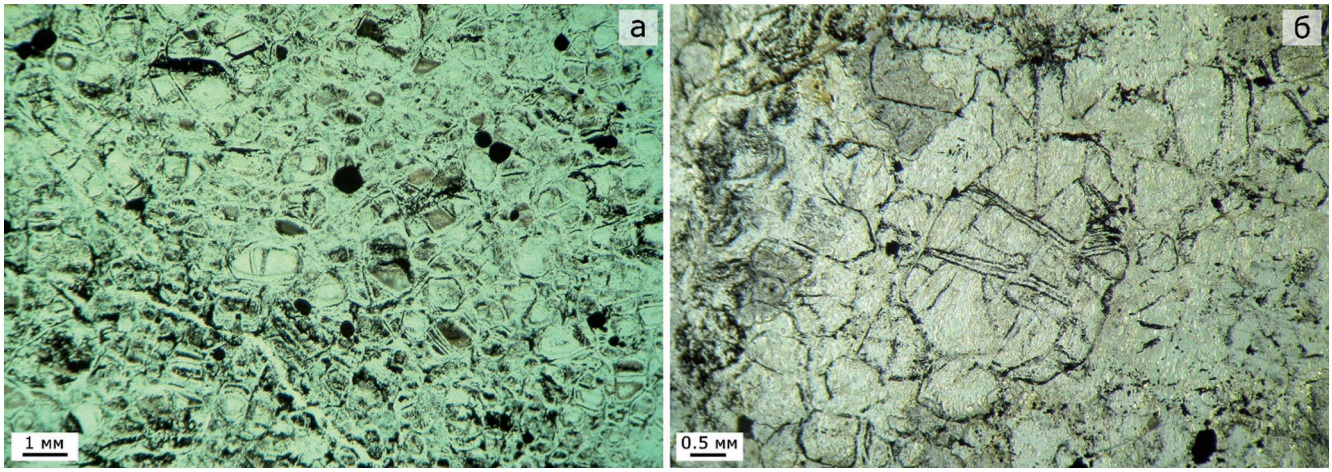

Рис. 10. Микрофото основных разновидностей метаперидотитов проявления Пентинсуо.

а – мезокумулятивная структура серпентинитов, б – мезокумулятивная структура карбонат-тальковой породы.

Fig. 10. Photomicrograph of the main metaperidotite varieties from the Pentinsuo occurrence.

a – mesocumulate texture of serpentinite, б – mesocumulate texture of carbonate-talc rock.

основных пород. Представляют собой массивные породы серо-зеленого цвета, сложенные беспорядочно ориентированными удлиненными призмами и лучистыми индивидами актинолита, развивающимися в хлоритовой основной массе. По мере удаления от контакта с основными породами в (тальк)-хлорит-амфиболовых разновидностях уменьшается содержание амфибола, появляется тальк, его количество возрастает и порода постепенно переходит в тальковый камень. Структура пород лепидонематобластовая, порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное изучение минералого-петрографических особенностей метакоматиитов Костомукшской структуры показало, что образование талькового камня происходило в результате наложенных гидротермально-метасоматических процессов преобразования метаморфизованных ультрамафитов в тектонически ослабленных зонах под воздействием H_2O-CO_2 флюидов (в условиях повышенного химического потенциала углекислоты). Приуроченность исследуемых объектов к различным областям лавового поля определило некоторые различия в вещественном составе талькового камня. На месторождении Озерки метакоматииты, формирующие серию крутопадающих переслаивающихся дифференцированных, массивных потоков и лавобрекчий с редкими прослоями туфового материала, вероятно, представляют наиболее удаленные от центра излияния фации вулканизма. Метаперидотиты проявления Пентинсуо, по-видимому, являются фрагментом центрального лавового канала или лавового озера (согласно модели строения лавового поля, продолжительно изливающихся коматиитовых расплавов [Hill, 1995]).

Наиболее ранним зафиксированным процессом преобразования ультрамафитов исследуемых объектов служит серпентинизация на этапе регионального метаморфизма. На проявлении Пентинсуо первичная минеральная ассоциация перидотитов замещена антигоритом и магнетитом. В пределах участков месторождения Озерки ранний метаморфический парагенезис сохранился частично и в значительной степени замещен в результате наложенных процессов карбонатизации и отальковання.

Как показали исследования, минеральная ассоциация метакоматиитов контролируется химическим составом соответствующих зон лавовых потоков, при этом определяющую роль играет содержание MgO в породе, обусловленное фракционной кристаллизацией оливина. При концентрации MgO менее ≈26 мас. % минеральный парагенезис представлен хлоритом, амфиболом (тремолит-актинолит) и магнетитом (табл. 2). При этом псевдоморфозы по оливину выполнены хлоритом, что обусловлено перераспределением химических элементов между стеклом и силикатными фазами в ходе метаморфизма, в результате которого стекло поставляет Al для образования хлорита по оливину, между тем как само стекло преобразуется в агрегат хлорита и тремолита [Arndt, 2008]. Данный парагенезис характерен для кровельных и спинифекс зон в дифференцированных потоках метакоматиитов. При бóльшем содержании MgO и отношении MgO/(MgO + CaO) > 0.84 породы сложены серпентином, амфиболом, хлоритом и маг-

Таблица 2. Минеральные ассоциации метакоматиитов месторождения Озерки и проявления Пентинсуо Костомукшской зеленокаменной структуры

Table 2. Mineral associations of metakomatiites at the Ozerki deposit and Pentinsuo occurrence of the Kostomuksha greenstone structure

Содержание MgO в породе, мас. %	Преобразующие флюиды		
	Этап I: H_2O обогащенный флюид	Этап II: CO_2 обогащенный флюид	
		Низкий μCO_2	Повышенный μCO_2
18–26	Хлорит, тремолит-актинолит, магнетит ± куммингтонит	Хлорит, тремолит-актинолит, магнетит ± ± флогопит	Тальк, хлорит, актинолит, доломит, магнетит
26–30	Хлорит, тремолит-актинолит, серпентин, магнетит	Тальк, хлорит, доломит, магнетит ± куммингтонит	
Более 30	Серпентин, магнетит ± хлорит ± тальк	Тальк, хлорит, брейнерит, доломит ± кальцит ± сидерит, магнетит	

Примечание. μCO_2 – химический потенциал CO_2.

Note. μCO_2 – chemical potential of CO_2.

нетитом. Оливин в данных породах замещен преимущественно серпентином, в отдельных случаях отмечались псевдоморфозы, сложенные амфибол-серпентиновым и хлоритовым агрегатом, пространство между псевдоморфозами выполнено амфиболом. С ростом концентрации MgO, обусловленным увеличением содержания оливина в исходных коматиитах, возрастает количество серпентина в метаморфизованных разновидностях, при MgO более ≈30 мас. % и MgO/(MgO + CaO) > 0.92 порода сложена преимущественно серпентином и магнетитом.

Учитывая изложенное, можно сделать вывод о том, что в метакоматиитах месторождения Озерки сохранилась лишь хлорит-амфибол-магнетитовая минеральная ассоциация, ассоциация с серпентином практически полностью замещена в результате последующих гидротермально-метасоматических процессов.

Следующий этап преобразования коматиитов носит локальный характер и связан с привносом H_2O-CO_2 флюидов по проницаемым зонам северо-восточного направления, сформированным при деформационных процессах коллизионно-орогенной стадии (этап $Д_2$, по [Кожевников, 2000]) развития Костомукшской зеленокаменной структуры.

На проявлении Пентинсуо в метаперидотитах развивается ассоциация тальк и брейнерит по реакции (1). Входящий в состав антигорита и хромшпинелидов глинозем связывается в хлорите. Ортокумулаты, отличающиеся повышенными содержаниями кальция и алюминия в интеркумулусной массе, преобразуются в доломит-хлорит-тальковые породы. В общем виде по метаперидотитам формируется следующая метасоматическая зональность: 1 – антигоритовый серпентинит, 2 – серпентинит карбонатизированный, 3 – хлорит-тальк-карбонатная порода.

$$\underset{\text{серпентин}}{2(Mg,Fe)_3Si_2O_5(OH)_4} + 3CO_2 = \underset{\text{тальк}}{(Mg,Fe)_3Si_4O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{брейнерит}}{3(Mg,Fe)CO_3} + 3H_2O. \quad (1)$$

На участках месторождения Озерки вследствие неоднородности строения коматиитовой толщи установлена избирательная гидротермально-метасоматическая проработка пород под воздействием CO_2-содержащих растворов в зависимости от вещественного состава протолита и удаленности от зоны тектоники.

При концентрации в растворе CO_2, достаточной для формирования ассоциации талька и карбоната, образование талькового камня контролируется содержанием MgO в породе. В дифференцированных лавовых потоках тальковый камень образуется преимущественно в высокомагнезиальных кумулятивных зонах, отличающихся высоким содержанием серпентина, в кровельных и спинифекс зонах в различной степени сохраняется ранняя амфибол-хлорит-магнетитовая минеральная ассоциация. Тальк и карбонат формируются за счет разложения серпентина и амфибола по реакциям (1) и (2). Содержание хлорита в тальковом камне контролируется концентрацией глинозема в соответствующих зонах потоков:

$$\underset{\text{серпентин}}{2(Mg,Fe)_3Si_2O_5(OH)_4} + \underset{\text{тремолит}}{15Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2} + 60CO_2 = \underset{\text{доломит}}{30Ca(Mg,Fe)(CO_3)_2} + \underset{\text{тальк}}{47(Mg,Fe)_3Si_4O_{10}(OH)_2} + 30H_2O. \quad (2)$$

В зонах дробления и рассланцевания ультрамафитов, наиболее проницаемых для гидротермальных растворов, в тальковый камень преобразуются метакоматииты с меньшим содержанием MgO, между тем как метакоматииты с такой же магнезиальностью на удалении от зоны про-

ницаемости имеют (карбонат)-амфибол-хлорит-тальковый состав.

На участках месторождения Озерки вследствие неоднородного строения толщи лавовых потоков коматиитов и крайне ограниченного развития слабометаморфизованных пород (в определенных частях лавовых потоков) четкой метасоматической зональности не наблюдается.

На исследуемых объектах отмечается увеличение железистости брейнерита, доломита, хлорита и в меньшей степени талька в направлении тектонически ослабленных зон (см. рис. 3, 4), сопряженное с уменьшением содержания магнетита в породе [Климовская, Климовский, 2012] и переходом части окисного железа в закисное, что, согласно исследованиям [Коренбаум, 1967, Сазонов, 1975], свидетельствует о возрастании кислотности среды и о восстановительных условиях минералообразования. Восстановительный характер среды также подтверждается наличием куммингтонита в проработанных породах, вероятно характеризующихся повышенной концентрацией железа. Падение химического потенциала углекислоты может быть связано с уменьшением ее в растворах по мере проникновения в породы и взаимодействия с ними либо с общим падением давления раствора с удалением от зоны тектоники.

Аналогичные закономерности изменения железистости породообразующих минералов установлены для многих ультрамафитов, испытавших воздействие CO_2-содержащих растворов. Характерной особенностью лиственитизированных ультрамафитов Урала является увеличение железистости карбоната, хлорита, талька по направлению от внешних зон метасоматитов (карбонатизированных серпентинитов) к внутренним (кварц-карбонатным породам) [Сазонов, 1975]. На тальк-магнезитовых месторождениях и проявлениях, приуроченных к офиолитовым комплексам Норвегии, отмечается рост железистости карбонатов, сопряженный с уменьшением количества магнетита, в направлении от контакта серпентинит-тальковый камень к контакту с вмещающими породами [Karlsen et al., 2000].

На участках распространения наиболее проработанных H_2O-CO_2 растворами пород в тектонически ослабленных зонах отмечается развитие карбонатов с пятнистой и концентрической зональностью (рис. 11а), обусловленной различным содержанием сидеритового минала. Вариации значений железистости в зональных зернах карбонатов могут быть вызваны различной активностью CO_2, изменением окислительно-восстановительного потенциала или кислотности-щелочности растворов [Коренбаум, 1967; Сазонов, 1975]. Повышению железистости карбонатов способствует увеличение концентрации или давления углекислоты, снижению – увеличение щелочности растворов так же, как и окислительного потенциала.

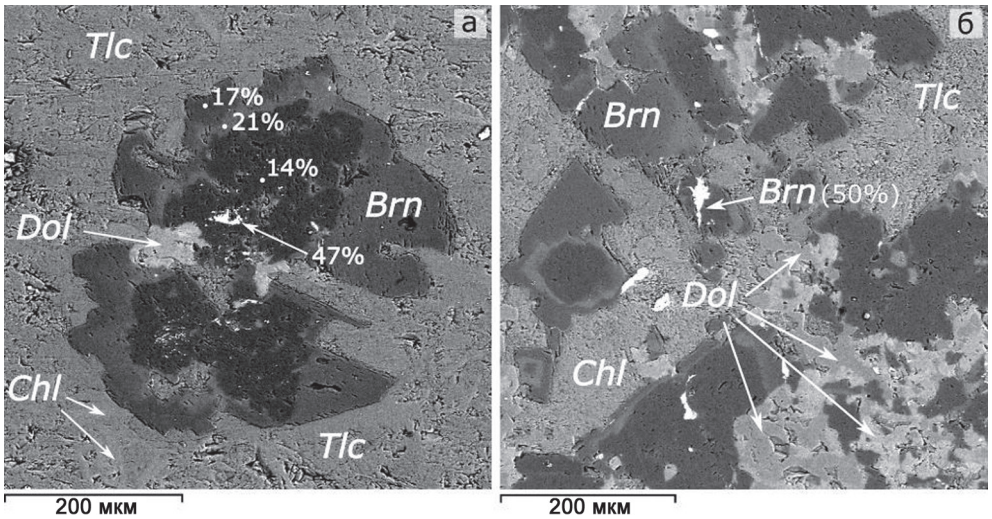

Рис. 11. Карбонаты различного состава в тальковом камне проявления Пентинсуо, фото в отраженных электронах.

а – зональные зерна брейнерита, б – замещение брейнерита доломитом, 17–47% – содержание сидеритового минала в мол. %. *Brn* – брейнерит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Dol* – доломит, *Ilm* – ильменит, *Mag* – магнетит, *Sd* – сидерит, *Tlc* – тальк.

Fig. 11. Compositionally diverse carbonates in soapstone from the Pentinsuo occurrence, back-scattered electron images.

a – zoned breunnerite grains, б – replacement of breunnerite by dolomite, 5–47% – siderite component concentration, mol. %. *Brn* – breunnerite, *Cal* – calcite, *Chl* – chlorite, *Dol* – dolomite, *Ilm* – ilmenite, *Mag* – magnetite, *Sd* – siderite, *Tlc* – talc.

Для брейнерита талькового камня месторождения Озерки характерно замещение зерен по периферии и по трещинам спайности доломитом, кальцитом и выделение вдоль трещинок сидерита (см. рис. 7д, е). На проявлении Пентинсуо в тальковом камне вблизи тектонически ослабленных зон установлено замещение зональных зерен брейнерита доломитом поздней генерации (рис. 11б). Данные факты свидетельствуют о привносе гидротермальными растворами кальция на поздней стадии преобразования ультрамафитов. Условия преобразования пород на данной стадии с использованием кальцит-доломитового геотермобарометра [Таланцев, 1981] оцениваются в 390–430ºС, 1–3 кбар; значения температур по кальцит-доломитовому термометру [Anovitz, Essene, 1987] составляют 390–420ºС. Образование кальцита происходит в более щелочных условиях, чем формирование карбонатов рядов доломит–анкерит и магнезит–сидерит [Сазонов, 1975].

Развитие флогопита в гидротермально-метасоматически переработанных низкомагнезиальных метакоматиитах и биотититов в составе реакционной зональности на контактах талькового камня с дайковыми телами основного состава и вмещающими метабазальтами указывает на повышенный химический потенциал калия в воздействующих растворах, источником которого, вероятно, явились развитые в районе микроклин-плагиоклазовые граниты. Для установления возможного источника флюида необходимо проведение дополнительных изотопных исследований.

Таким образом, по результатам минералого-петрографических исследований установлено, что на изученных объектах Озерки и Пентинсуо развитие процессов карбонатизации метаультрамафитов с образованием талькового камня происходило по единому сценарию. Однако некоторые различия вещественного состава талькового камня данных объектов отражают специфику коматиитов различных вулканических фаций [Arndt et al., 2008].

Характерной особенностью залежей талькового камня, сформированного по переслаивающимся дифференцированным и массивным потокам коматиитов, является невыдержанность по площади вещественного состава полезного ископаемого и возможное присутствие прослоев амфиболсодержащих пород, что также подтверждается данными В.Н. Фурмана [1995] по тальковым породам Каменноозерской и Рыбозерской зеленокаменных структур. Ведущим природным типом талькового камня, приуроченного к маломощным потокам коматиитов удаленных от центра излияния фаций вулканизма, является карбонат-хлорит-тальковый. В более мощных проксимальных лавовых потоках возможно формирование талькового камня хлорит-карбонат-талькового и тальк-карбонатного типов (примером являются тальковые руды месторождения Повенчанка Рыбозерской зеленокаменной структуры).

При сопоставлении минерального состава талькового камня исследуемых объектов и известных месторождений и проявлений юго-восточной части Карельского кратона (рис. 12) устанавливается близость состава талькового камня месторождения Озерки и месторождений Сегозерской группы, сформированных по ультраосновным вулканитам, ранее трактуемым как пикриты, а также проявления Вожемское, приуроченного к переслаивающимся

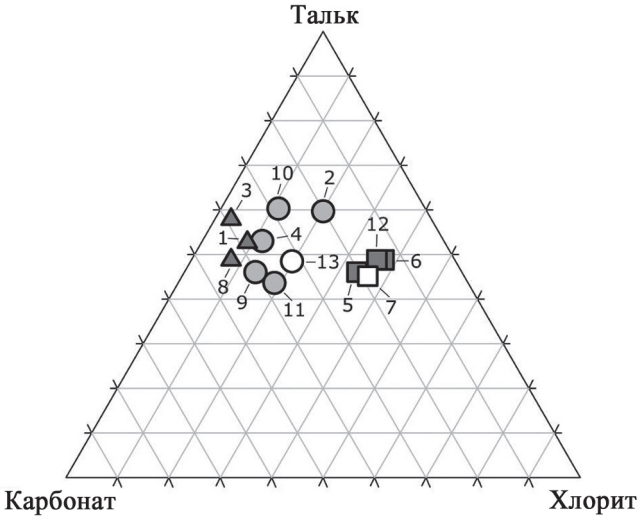

Рис. 12. Минеральный состав месторождений и проявлений тальковых руд (ТР) и талькового камня (ТК) Карелии, с использованием данных [Фурман, 1995].

Месторождения ТР: 1 – Светлоозерское – 1-2 тип (Каменноозерская зеленокаменная структура (ЗС)); 2 – Светлоозерское – 3 тип; 3 – Повенчанка – 1-2 тип (Рыбозерская ЗС); 4 – Повенчанка – 3 тип; месторождения ТК: 5 – Каллиево-Муреннанваара (Сегозерская структура); 6 – Турган-Койван-Аллуста (Сегозерская структура); 7 – Озерки (Костомукшская ЗС); проявления ТР: 8 – Золотопорожское (Каменноозерская ЗС); 9 – Игнойла (Хаутаваарская ЗС); 10 – Вожмозерское (Каменноозерская ЗС); 11 – Южно-Вожминское (Каменноозерская ЗС); проявления ТК: 12 – Вожемское (Уросозерская ЗС); 13 – Пентинсуо (Костомукшская ЗС).

Fig. 12. Mineral composition of talc ore (TO) and soapstone (S) deposits and occurrences of Karelia, using data from [Furman, 1995].

TO Deposits: 1 – Svetloozerskoe – 1-2 type (Kamennoozero greenstone structure (GS)); 2 – Svetloozerskoe – 3 type; 3 – Povenchanka – 1-2 type (Ribozero GS); 4 – Povenchanka – 3 type; S deposits: 5 – Kallievo-Murennanvaara (Segozero structure); 6 – Turgan-Kojvan-Allusta (Segozero structure); 7 – Ozerki (Kostomuksha GS); TO occurrences: 8 – Zolotoporozhskoe (Kamennoozero GS); 9 – Ignoila (Hautavaara GS); 10 – Vozhmozerskoe (Kamennoozero GS); 11 – Yuzhno-Vozhminskoe (Kamennoozero GS); S occurrences: 12 – Vozhemskoe (Urosozero GS); 13 – Pentinsuo (Kostomuksha GS).

потокам метакоматиитов. Тальковый камень проявления Пентинсуо сопоставим по минеральному составу с образованиями Южно-Вожминского и Игнойльского проявлений Каменноозерской и Хаутаваарской зеленокаменных структур.

ВЫВОДЫ

Проведенные минералого-петрографические исследования показали, что в изученных объектах юго-западной части Костомукшской зеленокаменной структуры формирование талькового камня имеет полистадийный характер и связано с наложенными процессами преобразования высокомагнезиальных потоков метакоматиитов и коматиитовых метаперидотитов под действием углекислых растворов с привносом кальция и калия.

Основными факторами, контролирующими образование талькового камня, явились химический состав исходных пород (содержание MgO) и их тектоническая нарушенность. Учитывая бóльшую однородность и выдержанность вещественного состава залежей талькового камня, образованных по оливиновым кумулатам, и согласно основным представлениям о строении коматиитового вулканического комплекса, сформированного в результате интенсивного длительного извержения [Hill, 1995], наиболее перспективным представляется проведение поисковых работ вблизи эруптивных центров, где возможно развитие обширных лавовых покровов, представленных адкумулатными дунитами; в областях развития центральных лавовых каналов, сложенных мезокумулатными перидотитами (в толще коматиитовых лав образования лавовых каналов распознаются по линзовидной морфологии тел), а также в пределах субвулканических аналогов коматиитов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ПФНИ ГАН "Минерагения, технологическая и эколого-экономическая оценка потенциальных минерально-сырьевых ресурсов территории Республики Карелия" (№ гос. рег. АААА-А18-118020290175-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. (1991) Л.: Наука, 173 с.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. (1983) Эффузивы ультраосновного состава района Костомукшского железорудного месторождения. *Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии.* Петрозаводск: Кар. филиал АН СССР, 4-37.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. (1988а) Гимольско-Костомукшский зеленокаменный пояс. *Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита.* Л.: Наука, 136-148.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. (1988б) Реконструкция центров ультраосновного вулканизма (район Костомукшского железорудного месторождения). *Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов.* Петрозаводск: Кар. филиал АН СССР, 57-66.

Климовская Е.Е., Климовский А.В. (2012) Геологическая природа магнитных аномалий на месторождении талькового камня Озерки (Костомукшская зеленокаменная структура). *Труды Карельского научного центра РАН*, **3**, 78-86.

Кожевников В.Н. (1982) Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 184 с.

Кожевников В.Н. (2000) Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КНЦ РАН, 223с.

Коренбаум С.А. (1967) Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 455 с.

Кулешевич Л.В. (1984) Листвениты в зеленокаменных поясах Восточной Карелии. *Геология рудн. месторождений*, **26**(3), 112-116.

Кулешевич Л.В. (1992) Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 267 с.

Кулешевич Л.В. (2004) Эволюция эндогенных режимов и стадийность золотого рудообразования в Костомукшской структуре, Карелия. *Докл. АН*, **396**(6), 808-812.

Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. (2009) Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия). *Геология рудн. месторождений*, **51**(1), 58-76.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И., Левченков О.А., Сергеев С.А. (2000) Стратиграфический разрез Костомукшской структуры (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **8**, 3-10.

Раевская М.Б., Горьковец В.Я. (1986) Архейский ультраосновной вулканизм Западной Карелии. *Известия вузов. Геология и разведка*, **5**, 20-28.

Ранний докембрий Балтийского щита. (2005) (Под ред. В.А. Глебовицкого). СПб.: Наука, 711 с.

Романович И.Ф. (1973) Месторождения талька СССР. М.: Недра, 224 с.

Сазонов В.Н. (1975) Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 172 с.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. (1992) Петрозаводск: КНЦ РАН, 190 с.

Таланцев А.С. (1981) Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 136 с.

Фролов П.В. (2003) Тальк Карелии. Размещение проявлений, некоторые особенности геологии и минерагении залежей промышленных типов руд. *Геолого-технологические исследования индустриальных минералов Фенноскандии*. Петрозаводск: КНЦ РАН, 38-51.

Фролов П.В., Фурман В.Н. (2003) Светлоозерское проявление руд железистого талька – эталонный объект комплексных месторождений зеленокаменных поясов Карелии. *Геология и полезн. ископаемые Карелии*, **6**, 58-66.

Фурман В.Н. (1995) Отчет о результатах поисков тальковых руд и талько-хлоритового камня в Республике Карелия в 1990–1994 гг. Карельский ТФГИ. Петроза-

водск. Рукопись.
Фурман В.Н. (2001) Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1988–2001 гг. Карельский ТФГИ. Петрозаводск. Рукопись.
Шеков В.А. (2009) Отчет о результатах поисково-оценочных работ на месторождении талькового камня Озерки (облицовочный камень), проведенных на территории административного подчинения г. Костомукша Республики Карелия в 2005–2008 гг. Карельский ТФГИ. Петрозаводск. Рукопись

Anovitz L.M., Essene E.J. (1987) Phase equilibria in the system $CaCO_3$–$MgCO_3$–$FeCO_3$. *J. Petrol.*, **28**(2), 389-414.
Arndt N.T., Lesher C.M., Barnes S.J. (2008) Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 467 p.
Hill R.E.T., Barnes S.J., Gole M.J., Dowling S.E. (1995) The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos.*, **34**, 159-188.
Huhta A., Kärki A. (2018) A proposal for the definition, nomenclature, and classification of soapstones. GFF, DOI: 10.1080/11035897.2018.1432681.
Johannes W. (1969) An experimental investigation of the system MgO–SiO_2–H_2O–CO_2. *Amer. J. Sci.*, **267**, 1083-1104.
Karlsen T.A., Rian E., Olesen O. (2000) Overview of talc resources and reserves in the Altermark talc province, northern Norway and possible uses of the talc ore. *Norges geologiske undersøkelse Bull*. **436**, 93-102.
Niemelä M. (2001) Talc-magnesite deposits in Finland. *Mineralia Slovaca*, **33**, 561-566.
Phillips G.N., Brown I.J. (1987) Host rock and fluid control on carbonate assemblages in the Golden Mile Dolerite, Kalgoorlie gold deposit, Australia. *Canad. Mineral.*, **25**, 265-273.
Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochum K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. (1998) Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **155**, 57-74.
Trommsdorff V., Evans B.W. (1977) Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system CaO–MgO–SiO_2–H_2O–CO_2. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 39-56.
Vesasalo A. (1965) Talc schists and soapstone occurrences of Finland. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, **216**, 75 p.

REFERENCES

Anovitz L.M., Essene E.J. (1987) Phase equilibria in the system $CaCO_3$–$MgCO_3$–$FeCO_3$. *J. Petrol.*, **28**(2), 389-414.
Arndt N.T., Lesher C.M., Barnes S.J. (2008) Komatiite. Cambridge, Cambridge University Press, 467 p.
Frolov P.V. (2003) Karelia's talc. Distribution of occurrences, some geological and mineragenic characteristics of economic ore deposits. *Geologo-tekhnologicheskie issledovaniya industrial'nykh mineralov Fennoskandii* [Geological-technological study of Fennoscandia's indusrial minerals]. Petrozavodsk, Kar. filial Akad. Nauk SSSR, 38-51. (In Russian)
Frolov P.V., Furman V.N. (2003) The Svetloozero ferrous talc ore occuerence – the reference object of complex deposits in greenstone belts of Karelia. *Geol. Polezn. Iskopaemye Karelii*, **6**, 58-66. (In Russian)
Furman V.N. (1995) *Otchet o rezul'tatakh poiskov tal'kovykh rud i tal'ko-khloritovogo kamnya v Respublike Kareliya v 1990–1994 gg.* [Report on the results of 1990–1994 talc ore and talc-chlorite stone prospecting in the Republic of Karelia]. Karel'skii TFGI, Petrozavodsk. (In Russian, unpublished)
Furman V.N. (2001) *Otchet o rezul'tatakh poiskovykh rabot na zoloto, provedennykh v yuzhnoi chasti Kostomukshskoi zelenokamennoi struktury v 1988–2001 gg.* [Report on the results of 1998-2001 gold prospecting in the southern Kostomuksha greenstone structure]. Karel'skii TFGI. Petrozavodsk. (In Russian, unpublished)
Geologiya i metamorfizm zhelezisto-kremnistykh formatsii Karelii [Geology and metamorphism of cherty iron-formations of Karelia]. (1991) Leningrad, Nauka Publ., 173 p. (In Russian)
Gor'kovets V.YA., Raevskaya M.B. (1983) Effusives of ultrabasic composition of the Kostomuksha iron ore deposit area. *Magmatizm i metallogeniya dokembriiskikh obrazovanii Karelii* [Magmatism and mttallogeny of of Karelia's Precambian]. Petrozavodsk, Kar. filial Akad. Nauk SSSR, 34-37. (In Russian)
Gor'kovets V.YA., Raevskaya M.B. (1988a) Gimola-Kostomuksha greenstone belt. *Komatiity i vysokomagnezial'nye vulkanity rannego dokembriya Baltiiskogo shchita* [Komatiite and high magnesial volcanits of Early Precambrian of Baltic Shield]. Leningrad, Nauka Publ., 136-148. (In Russian)
Gor'kovets V.YA., Raevskaya M.B. (1988b) Reconstruction of the centers of ultrabasic volcanism (Kostomuksha iron ore deposit area). *Geologiya i metamorfizm arkheiskikh zelenokamennykh poyasov* [Geology and metamorphism of Archean greenstone belts]. Petrozavodsk, KNTs RAN, 57-66. (In Russian)
Hill R.E.T., Barnes S.J., Gole M.J., Dowling S.E. (1995) The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos.*, **34**, 159-188.
Huhta A., Kärki A. (2018) A proposal for the definition, nomenclature, and classification of soapstones. GFF, DOI: 10.1080/11035897.2018.1432681.
Johannes W. (1969) An experimental investigation of the system MgO–SiO_2–H_2O–CO_2. *Amer. J. Sci.*, **267**, 1083-1104.
Karlsen T.A., Rian E., Olesen O. (2000) Overview of talc resources and reserves in the Altermark talc province, northern Norway and possible uses of the talc ore. *Norges geologiske undersøkelse Bull*., **436**, 93-102.
Klimovskaya E.E., Klimovskij A.V. (2012) Geological nature of the Ozerky soapstone deposit magnetic anomalies (Kostomuksha greenstone belt)]. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proc. Karelian Research Centre of RAS], **3**, 78-86. (In Russian)
Korenbaum S.A. (1967) *Mineral'nye paragenezisy tal'kovykh mestorozhdenii* [Mineral assemblages of talc deposits]. Moscow, Nauka Publ., 455 p. (In Russian)
Kozhevnikov V.N. (1982) *Usloviya formirovaniya strukturno-metamorficheskikh paragenezisov v dokembriiskikh kompleksakh* [Conditions of formation of structural-metamorphic parageneses in Precambrian complexes]. Leningrad, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
Kozhevnikov V.N. (2000) *Arkheiskie zelenokamennye poyasa Karel'skogo kratona kak akkretsionnye orogeny* [Archean greenstone belts of the Karelian craton as ac-

cretionary orogens]. Petrozavodsk, KNTs RAN Publ., 223 p. (In Russian)

Kuleshevich L.V. (1984) Listvenites in the greenstone belts of Eastern Karelia. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **26**(3), 112-116.

Kuleshevich L.V. (1992) *Metamorfizm i rudonosnost' arkheiskikh zelenokamennykh poyasov yugo-vostochnoi okrainy Baltiiskogo shchita* [Metamorphism and ore content of the Archaean greenstone belts in the southeastern Baltic Shield]. Petrozavodsk, KNTs RAN Publ., 267 p. (In Russian)

Kuleshevich L.V. (2004) Evolution of endogenic regimes and stages of gold ore formation in the Kostomuksha greenstone belt, Karelia. *Dokl. Earth Sciences*, **397**(5), 672-676.

Kuleshevich L.V., Furman V.N. (2009) The Taloveis gold deposit in the Precambrian Kostomuksha greenstone belt, Karelia. *Geol. Ore Deposits*, **51**(1), 58-76.

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Mil'kevich R.I., Levchenkov O.A., Sergeev S.A. (2000) Stratigraphy of the Kostomuksha belt in Karelia (Upper Archean) as inferred from geochronological, geochemical, and isotopic data. *Stratigr. Geol. Correl.*, **8**(4), 319-326.

Niemelä M. (2001) Talc-magnesite deposits in Finland. *Mineralia Slovaca*, **33**, 561-566.

Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochum K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. (1998) Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **155**, 57-74.

Raevskaya M.B., Gor'kovets V.YA. (1986) Archean ultrabasic volcanism of Western Karelia. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razvedka*, **5**, 20-28. (In Russian)

Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic shield]. (2005) (Ed. V.A. Glebovitskii). St.Petersburg, Nauka Publ., 711 p. (In Russian)

Romanovich I.F. (1973) *Mestorozhdeniya tal'ka SSSR* [Talc deposits of USSR]. Moscow, Nedra Publ., 224 p. (In Russian)

Sazonov V.N. (1975) *Listvenitizatsiya i orudenenie* [Listvenitization and mineralization]. Moscow, Nauka Publ., 172 p. (In Russian)

Shekov V.A. (2009) *Otchet o rezul'tatakh poiskovo-otsenochnykh rabot na mestorozhdenii tal'kovogo kamnya Ozerki (oblitsovochnyi kamen') v 2005–2008 gg.* [Report on the results of the 2005–2008 prospecting and appraisal of the Ozerki soapstone deposit (dimension stone)]. Karel'skii TFGI. Petrozavodsk. (In Russian, unpublished)

Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [Precambrian stratigraphy of Karelia. Key sections of Upper Archean deposits]. (1992) Petrozavodsk, KNC RAN Publ., 190 p. (In Russian)

Talantsev A.S. (1981) *Geotermobarometriya po dolomit-kal'tsitovym paragenezisam* [Geothermobarometry on dolomite-calcite mineral assemblages]. Moskow, Nauka Publ., 136 p. (In Russian)

Trommsdorff V., Evans B.W. (1977) Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system CaO–MgO–SiO_2–H_2O–CO_2. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 39-56.

Vesasalo A. (1965) Talc schists and soapstone occurrences of Finland. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, **216**, 75 p.