



Метакарбонатные породы палеопротерозойской хапчанской серии (юго-восточная часть Анабарского щита): минеральный и химический состав, условия метаморфизма

Е.Ю.Акимова¹, Н.И.Гусев^{2,3}, А.Д.Савельев^{1,2}, Д.Р.Донченко¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Акимова Е.Ю., Гусев Н.И., Савельев А.Д., Донченко Д.Р. Метакарбонатные породы палеопротерозойской хапчанской серии (юго-восточная часть Анабарского щита): минеральный и химический состав, условия метаморфизма // Записки Горного института. 2025. Т. 274. № 16493. С. 3-20. [EDN VKUFOP](https://doi.org/10.26907/2541-9404.2025.16493)

Аннотация

Изучен минеральный состав метакарбонатных пород (силикатных мраморов и карбонатно-силикатных пород) хапчанской серии (юго-восточная часть Анабарского щита), установлены *PT*-параметры их формирования. Силикатные мраморы содержат кальцит, доломит, форстерит, клиногумит, шпинель, энстатит, диопсид, паргасит, мейонит, флогопит, полевые шпаты. Карбонатно-силикатные породы сложены кальцитом, кварцем, полевыми шпатами, диопсидом, гроссуляром, мариалитом, везувианом. Карбонатно-силикатные породы существенно обогащены SiO₂, Al₂O₃, FeO, Na₂O, K₂O, TiO₂ и содержат меньше MgO, CaO, чем силикатные мраморы. Выявлено различие *PT*-параметров, определенных для силикатных мраморов (температура 700-900 °С и давление не более 8 кбар) и карбонатно-силикатных пород (температура 680-820 °С, давление 8-15 кбар). Силикатные мраморы имеют первично-осадочную природу, о чем свидетельствуют их редкоэлементный состав и наличие обломков вмещающих терригенных пород. Не вызывает сомнений и первично-осадочная природа карбонатно-силикатных пород, весьма схожих по спектрам распределения REE и по редкоэлементному составу с силикатными мраморами. Ряд признаков свидетельствует о том, что метакарбонатные породы подверглись метасоматической переработке. Так, в силикатных мраморах наблюдаются реакционные каймы вокруг ортопироксена, форстерита, калиевого полевого шпата, а также кварцевые жилы, окаймленные скоплениями флогопита, полевых шпатов и диопсида. В карбонатно-силикатных породах установлено развитие вторичного мариалита по калиевому полевому шпату, редкоэлементный состав граната может указывать на его метасоматическое происхождение.

Ключевые слова

метакарбонатные породы; Анабарский щит; хапчанская серия; метаморфизм; метасоматоз; *PT*-параметры; геохимия минералов

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00098.

Поступила: 15.05.2024

Принята: 07.11.2024

Онлайн: 14.04.2025

Опубликована: 25.08.2025

Введение

Метакарбонатные породы известны во многих докембрийских метаморфических комплексах. Исследование глубокометаморфизованных терригенных и карбонатных пород позволяет получить информацию об их происхождении, особенностях седиментации и в более широком плане – о палеогеодинамических условиях образования раннедокембрийских комплексов [1]. Однако происхождение карбонатно-силикатных пород нередко остается дискуссионным, что затрудняет реконструкцию геологической истории метаморфических комплексов. В пределах Сибирского кратона метакарбонатные породы широко распространены в протерозойской хапчанской серии Анабарского щита [2]. Они представлены в виде линз, прослоев карбонатно-силикатных пород и силикатных мраморов.



Первая задача настоящей статьи – детальное изучение химического и минерального состава метакarbonатных пород хапчанской серии с целью реконструкции условий их метаморфизма. Эта задача актуальна, в частности, в связи с тем, что свидетельства высокотемпературного и высокобарического метаморфизма в горных породах выявляются только в процессе детального петрографического анализа [3].

Вторая задача – исследование распределения редких и редкоземельных элементов (REE) в минералах метакarbonатных пород. Редкие и REE широко используются при реконструкции условий образования минералов различного генезиса, таких как гранат [4, 5], циркон [6-8] и ряд других.

Геология

Анабарский щит представляет собой выступ глубоко эродированного фундамента Сибирского кратона. Большая часть его сложена породами гранулитовой фации метаморфизма [2]. В составе Анабарского щита выделяют три крупных блока (террейна), два из которых архейские: Маганский тоналит-грондземит-гнейсовый на западе и Далдынский гранулит-ортогнейсовый в центральной части; а также Хапчанский метакarbonатно-метаграувакковый палеопротерозойский седиментогенный пояс на востоке [2]. Террейны разделены Котуйкан-Монхолинской и Салтах-Билляхской шовными (меланжевыми) зонами (рис.1). В строении хапчанской серии Хапчанского пояса до недавнего времени выделялись хаптасыннахская и билээх-тамахская толщи [9] сходного литологического состава, картирование которых затруднено. Использование геофизических данных, а также ряд новых исследований [10, 11] позволили переосмыслить разделение толщ. По результатам составления нового поколения государственной карты масштаба 1:200000 в строении Хапчанского пояса выделяются две серии:

- Нижняя (хардахская) серия представлена метамагматическими породами – мезократовыми и лейкократовыми двупироксеновыми и ортопироксеновыми гнейсами гранулитовой фации метаморфизма. Магматические образования интерпретируются как часть метаморфизованного ювенильного палеопротерозойского надсубдукционного комплекса [10]. Для некоторых гранулитов удалось установить, что их протолиты были представлены диоритами толеитовой серии с возрастом 2095 ± 10 млн лет и тоналитами известково-щелочной серии с возрастом 2030 ± 17 млн лет.

- Верхняя (хапчанская) серия состоит из метаосадочных пород, преимущественно гранатовых и силлиманитовых гнейсов (45-55 %), известково-силикатных пород (30-40 %), мраморов и карбонатно-силикатных пород (5-15 %). Метакarbonатные породы характерны для нижней части разреза (хаптасыннахская толща), в то время как верхняя часть (билээх-тамахская толща) практически полностью сложена гранатовыми гнейсами. Чередование карбонатных пород и граувакк в стратиграфических разрезах объясняется поступлением материала из разных источников, что контролировалось тектонической активностью в регионе [12].

Метакarbonатные породы хаптасыннахской толщи образуют ряд пластов линзовидного строения, достигающих мощности 100-250 м, представленных карбонатно-силикатными породами и силикатными мраморами. На основе корреляции разрезов хапчанская серия содержит пять метакarbonатных пачек, четыре из которых относятся к хаптасыннахской толще, а пятая, выраженная редкими прослоями, – к верхней билээх-тамахской толще. Мраморы и известково-силикатные породы образуют горизонты мощностью от нескольких метров в нижней части хапчанской серии до нескольких сотен метров в ее средней части [12]. Карбонатно-силикатные породы и силикатные мраморы различаются процентным содержанием силикатных минералов и кварца. Внешне это светло-серые и желтовато-серые средне- и крупнозернистые массивные, слоистые и неясно полосчатые породы. В карбонатно-силикатных породах отчетливо различимы округлые зерна клинопироксена и скопления скаполита, а в силикатных мраморах – округлые зерна форстерита. В целом в пределах хаптасыннахской толщи преобладают клинопироксен-скаполитовые карбонатно-силикатные породы, переслаивающиеся с клинопироксеновыми плагиогнейсами.

Несмотря на то, что эти породы претерпели метаморфизм гранулитовой фации, иногда хорошо различимы первичные структурные и текстурные особенности осадочных пород. В основании разреза часто встречаются осадочные брекчии, облик которых в зависимости от размера обломочного материала варьируется от «замусоренных» мраморов, часто с остроугольными обломками силикатных пород в карбонатном матриксе, рельефно выделяющимися на выветрелой поверхности, до крупнообломочных брекчий [13]. Кроме осадочных брекчий в основании линз

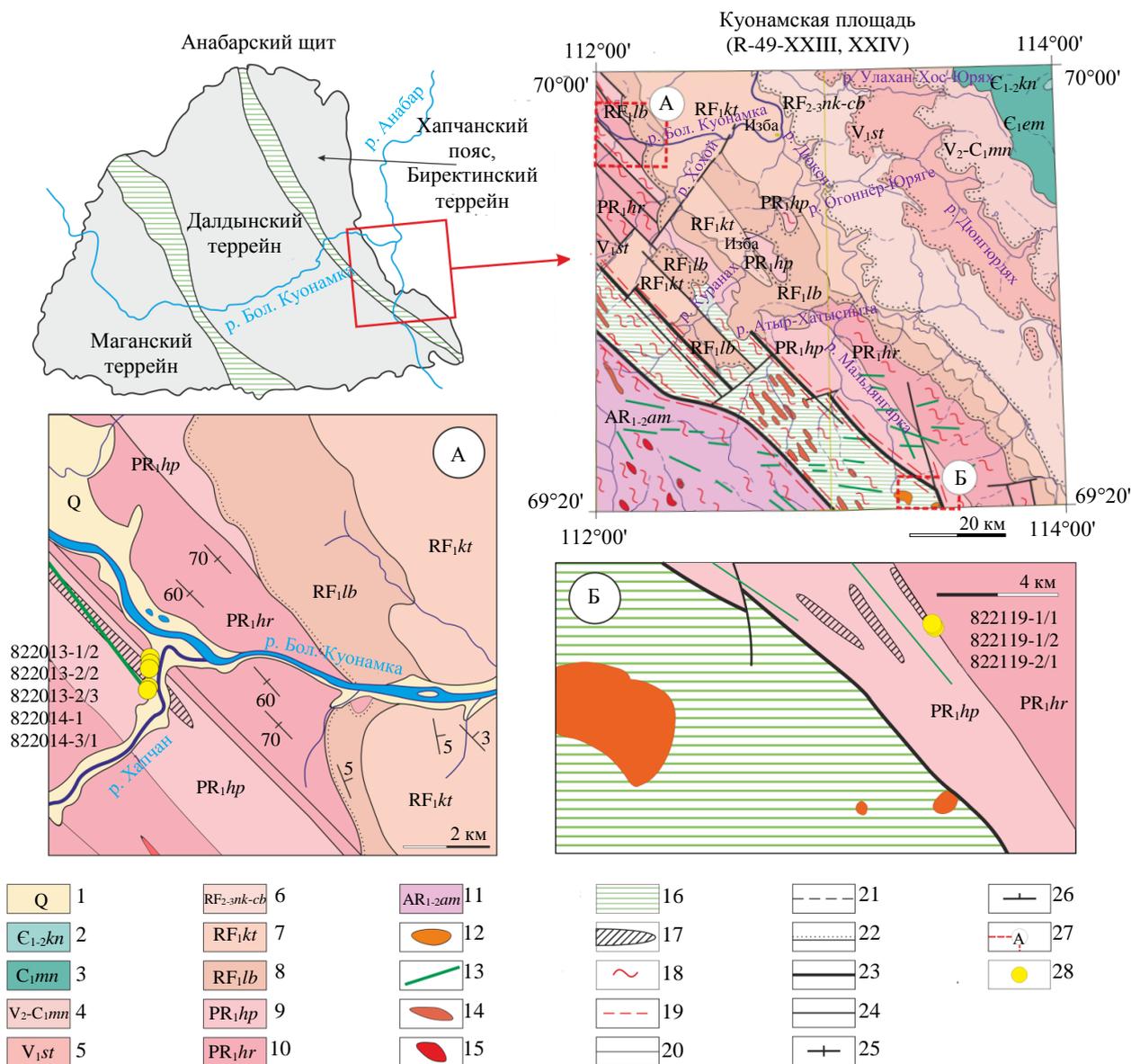


Рис. 1. Точки пробоотбора на врезках к упрощенной геологической карте листа R-49-XXIII, XXIV (по [9, 14] с изменениями)

- 1 – четвертичные отложения; 2 – куонамская свита; 3 – эмяксинская свита; 4 – манькайская свита; 5 – старореченская свита; 6 – юсмастакская свита; 7 – котуйканская свита; 8 – лабазтакская свита; 9 – хапчанская серия; 10 – хардахская серия; 11 – амбардакская толща; 12 – куонамский кимберлит-карбонатитовый комплекс; 13 – рифейские дайковые комплексы (qRF1); 14 – маганские граниты; 15 – анабарские граниты; 16 – мигматит-гнейсовые комплексы меланжевых зон; 17 – метакarbonатные породы; 18 – мигматизированные и гранитизированные породы; 19 – линейные зоны тектонитов; 20-22 – геологические границы: согласные (достоверная и предполагаемая), несогласная; 23 – главные разломы; 24 – второстепенные разломы; 25 – линейность пород; 26 – элементы залегания; 27 – границы врезок; 28 – точки пробоотбора

часто наблюдаются существенно более кварцевые разновидности пород. Это может быть связано с более высокими концентрациями терригенного материала в первичном осадке.

Изучены два линзовидных тела метакarbonатных пород, локализованных в нижней части разреза хапчанской серии (рис. 1). Северная линза (т.н. 822013 и 822014) расположена в устьевой части р. Хапчан (приток р. Большая Куонамка) и ранее была описана в объяснительной записке к геологической карте R-49-XXIII, XXIV [14]. Линзовидная пачка имеет мощность около 100 м и протяженность 7 км, породы были определены как форстерит-диопсидовые силикатные мраморы с изменчивым составом: кальцит (30-85 %), диопсид (5-50 %), форстерит (0-10 %), паргасит (5-10 %), флогопит (5-10 %). Южная линза расположена в 80 км юго-западнее и занимает аналогичную структурную позицию в разрезе хапчанской серии. Параметры (мощность и протяженность) этой линзы в силу плохой обнаженности определить сложнее. На рис.1 она показана в соответствии с геологической картой R-49-XXIII, XXIV [14].



Методы

Первичная диагностика минералов в шлифах осуществлялась в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ при помощи поляризационного микроскопа Leica DM4500P.

Химический состав пород по главным элементам определялся XRF-методом на приборе ARL-9800, а по редким и REE – ICP-MS-методом на приборе ELAN-6100 DRC в центральной аналитической лаборатории Института Карпинского. Для построения спектров распределения REE состав пород был нормирован на PAAS [15].

Содержание главных элементов в минералах определялось на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром AzTec Energy 350 и комплектом стандартных образцов в РЦ СПбГУ «Геомодель» (аналитик Н.С.Власенко). Расчет кристаллохимических формул минералов по микрозондовым анализам выполнялся при помощи программы Minal3 (автор Д.В.Доливо-Добровольский), в которой реализованы известные методики расчета кристаллохимических формул минералов [16]; для расчета кристаллохимических формул кальциевого амфибола использовалась программа ACES-9 [17]. Символы минералов приведены по статье [18].

Содержание редкоземельных и редких элементов в минералах измерено в тех же участках (диаметр кратера около 20 мкм), что и оксиды главных элементов, на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г.Симакин, Е.В.Потапов) по стандартной методике. Использовался первичный пучок ионов $^{16}\text{O}_2^-$, диаметр которого составляет примерно 15-20 мкм; ток ионов 5-7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение состояло из трех циклов, что позволяло оценить воспроизводимость результатов измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30 мин. Размер исследуемого участка минерала не превышал в диаметре 15-20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10-15 %; порог обнаружения элементов в среднем равен 10 ppb. При построении спектров распределения REE их состав был нормирован на состав хондрита CI [19].

Физико-химический анализ парагенезисов осуществлялся при помощи программного комплекса Perple_X (версия Perple_X 6.9.0) [20]. Петрохимические данные, используемые для расчета (см. таблицу), были предварительно пересчитаны на сухую навеску; из состава для упрощения расчета вычтены MnO, P₂O₅ и часть CaO, соответствующая апатиту; Fe₂O₃ при наличии в составе пересчитывался на FeO. Во всех расчетах применялась термодинамическая база данных минералов и флюидов hp02ver.dat [21, 22]. Выбраны модели твердых растворов (solution_model.dat): для моноклинного амфибола – Amph(DPW), ромбического амфибола – o-Amph, граната – Gt(HP), ставролита – St(HP), биотита – Bio(HP), полевых шпатов – feldspar, шпинели – Sp(HP), ортопироксена – Орх(HP), клинопироксена – Срх(HP), кордиерита – hCrd, мусковита – Mica(M), хлорита – Chl(HP), карбонатов – Do(HP) и М(HP), расплава – melt(HP) (URL: <http://www.perplex.ethz.ch/>).

Химический состав метакarbonатных пород хапчанской серии

| Элементы | Породы | | | | | | | | | Нижние пределы |
|------------------------------------|--------------------|------------|------------|----------|------------|------------------------------|------------|------------|------------|----------------|
| | Силикатные мраморы | | | | | Карбонатно-силикатные породы | | | | |
| | 822013-1/2 | 822013-2/2 | 822013-2/3 | 822014-1 | 822014-3/1 | 822119-1/1 | 822119-1/2 | 822119-2/1 | 822119-2/2 | |
| SiO ₂ , % | 14,5 | 15,5 | 17,9 | 23,9 | 6,21 | 64,6 | 64,9 | 34,8 | – | 0,02 |
| TiO ₂ , % | 0,091 | 0,09 | 0,07 | 0,15 | 0,075 | 0,51 | 0,62 | 0,24 | – | 0,01 |
| Al ₂ O ₃ , % | 2,27 | 3,25 | 2,95 | 3,92 | 1,91 | 14,2 | 15,1 | 7,52 | – | 0,05 |
| Fe ₂ O ₃ , % | 0,49 | 0,62 | 0,59 | 0,71 | 0,61 | 0,67 | 0,85 | 0,84 | – | 0,3 |
| FeO, % | 0,86 | 0,61 | 0,48 | 1,08 | 0,48 | 3,15 | 2,65 | 1,69 | – | 0,25 |
| MnO, % | 0,036 | 0,028 | 0,027 | 0,097 | 0,019 | 0,074 | 0,06 | 0,033 | – | 0,01 |
| MgO, % | 10,6 | 12,1 | 11,5 | 15,5 | 11,4 | 1,36 | 1,01 | 1,27 | – | 0,1 |
| CaO, % | 38,8 | 36,7 | 36,7 | 27,4 | 40,9 | 9,54 | 8,48 | 30,5 | – | 0,01 |
| Na ₂ O, % | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,16 | <0,1 | 1,57 | 1,81 | 1,27 | – | 0,1 |
| K ₂ O, % | 0,52 | 1 | 1,37 | 0,5 | 0,16 | 2,91 | 2,86 | 2,11 | – | 0,01 |
| P ₂ O ₅ , % | 0,067 | 0,098 | 0,099 | 0,21 | <0,05 | 0,1 | 0,15 | 0,13 | – | 0,05 |
| ППП, % | 31,4 | 29,9 | 28,2 | 26,2 | 38,2 | 0,6 | 0,93 | 19,1 | – | 0,1 |
| Сумма | 99,9 | 99,9 | 99,9 | 100 | 100 | 99,6 | 99,6 | 99,7 | – | – |
| Ва, % | 0,0066 | 0,011 | 0,012 | 0,016 | 0,0054 | 0,11 | 0,096 | 0,09 | – | 0,005 |



Окончание таблицы

| Элементы | Породы | | | | | | | | | Нижние пределы |
|----------|--------------------|------------|------------|----------|------------|------------------------------|------------|------------|------------|----------------|
| | Силикатные мраморы | | | | | Карбонатно-силикатные породы | | | | |
| | 822013-1/2 | 822013-2/2 | 822013-2/3 | 822014-1 | 822014-3/1 | 822119-1/1 | 822119-1/2 | 822119-2/1 | 822119-2/2 | |
| Li, ppm | 5,6 | 5,6 | 7,28 | 7,94 | 1,13 | 8,86 | 8,33 | 5,82 | 5,34 | 1 |
| Sc, ppm | 2,88 | 2,64 | 2,17 | 4,26 | 2,5 | 9,87 | 12,2 | 6,5 | 6,58 | 0,2 |
| Co, ppm | 1,78 | 1,74 | 1,16 | 3,77 | 0,89 | 8,06 | 7,9 | 5,22 | 5,65 | 0,5 |
| Ni, ppm | 3,54 | 3,31 | 2,25 | 6,32 | 1,75 | 11 | 10,8 | 13,2 | 13 | 1 |
| Cu, ppm | 3,86 | 2,53 | 1,41 | 2,46 | <1 | 14,8 | 15,3 | 11,4 | 14,4 | 1 |
| Zn, ppm | 10,4 | 11,2 | 17,3 | 14,7 | 1,71 | 90,6 | 91,1 | 50,2 | 38,9 | 1 |
| Ge, ppm | 0,4 | 0,29 | 0,34 | 0,35 | 0,13 | 1,31 | 1,56 | 0,88 | 0,86 | 0,1 |
| Ag, ppm | 0,021 | 0,017 | 0,017 | 0,087 | 0,012 | 0,11 | 0,14 | 0,078 | 0,083 | 0,01 |
| Sb, ppm | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,36 | 0,14 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,1 |
| Tl, ppm | 0,16 | 0,3 | 0,52 | <0,1 | <0,1 | 0,43 | 0,44 | 0,33 | 0,35 | 0,1 |
| Pb, ppm | 4,4 | 3,83 | 6,39 | 5,87 | 1,76 | 22,1 | 24,1 | 20,6 | 22,8 | 1 |
| As, ppm | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | 1,48 | 2,25 | 3,25 | 2,85 | 0,5 |
| Be, ppm | <1 | <1 | 1,26 | 1,2 | <1 | 2,98 | 2,97 | 1,81 | 1,98 | 1 |
| V, ppm | 11,4 | 13,1 | 14,4 | 29,2 | 9,78 | 49,6 | 69,9 | 34,9 | 38,9 | 2,5 |
| Cr, ppm | 7,96 | 5,44 | 7,53 | 12,9 | 2,79 | 22,9 | 28,1 | 32,8 | 33,5 | 1,0 |
| Rb, ppm | 29,1 | 64,2 | 81,6 | 11,5 | <2 | 93,2 | 89,2 | 61,3 | 65,1 | 2 |
| Sr, ppm | 396 | 396 | 328 | 335 | 189 | 1970 | 2140 | 4850 | 1860 | 1 |
| Y, ppm | 10,4 | 5,39 | 6,55 | 8,45 | 3,08 | 28,7 | 37,6 | 18,1 | 18,8 | 0,1 |
| Zr, ppm | 35,6 | 29,6 | 39,8 | 156 | 42,4 | 202 | 211 | 141 | 161 | 0,5 |
| Nb, ppm | 3,78 | 4,65 | 5,48 | 4,5 | <0,5 | 22,2 | 25 | 11 | 11,1 | 0,5 |
| Mo, ppm | 0,66 | 0,65 | 30,2 | 0,68 | <0,6 | 5,81 | 9,12 | 3,01 | 1,81 | 0,6 |
| Sn, ppm | 14,4 | 1,25 | 1,19 | 0,91 | <0,2 | 2,76 | 3,14 | 1,53 | 1,2 | 0,2 |
| La, ppm | 19 | 12,6 | 17,7 | 9,63 | 4,75 | 49,1 | 68,5 | 79 | 69,9 | 0,01 |
| Ce, ppm | 40,2 | 25,6 | 33,3 | 20,9 | 9,55 | 97,3 | 136 | 140 | 129 | 0,01 |
| Pr, ppm | 4,56 | 2,81 | 3,29 | 2,47 | 1,16 | 11,6 | 16,5 | 15 | 14 | 0,01 |
| Nd, ppm | 16,1 | 9,68 | 11,1 | 8,84 | 4,45 | 40,5 | 57,1 | 48,3 | 47,4 | 0,01 |
| Sm, ppm | 3,07 | 1,94 | 2,07 | 1,51 | 0,88 | 8,74 | 13,1 | 7,6 | 7,06 | 0,005 |
| Eu, ppm | 0,26 | 0,3 | 0,23 | 0,42 | 0,15 | 1,8 | 2,08 | 1,49 | 1,48 | 0,005 |
| Gd, ppm | 2,56 | 1,51 | 1,67 | 1,39 | 0,62 | 6,28 | 8,78 | 5,57 | 5,43 | 0,01 |
| Tb, ppm | 0,3 | 0,17 | 0,21 | 0,22 | 0,089 | 0,9 | 1,35 | 0,79 | 0,64 | – |
| Dy, ppm | 1,66 | 0,86 | 1 | 1,23 | 0,51 | 5,39 | 6,87 | 3,63 | 3,27 | – |
| Ho, ppm | 0,29 | 0,14 | 0,16 | 0,26 | 0,098 | 0,97 | 1,36 | 0,64 | 0,59 | – |
| Er, ppm | 0,84 | 0,48 | 0,55 | 0,84 | 0,25 | 3 | 3,95 | 1,79 | 1,76 | – |
| Tm, ppm | 0,14 | 0,074 | 0,085 | 0,12 | 0,042 | 0,48 | 0,62 | 0,3 | 0,27 | – |
| Yb, ppm | 0,93 | 0,41 | 0,55 | 0,8 | 0,24 | 2,82 | 3,9 | 1,67 | 1,63 | – |
| Lu, ppm | 0,15 | 0,062 | 0,068 | 0,13 | 0,028 | 0,45 | 0,58 | 0,27 | 0,29 | – |
| Ta, ppm | 1 | 0,87 | 1,12 | 2,67 | 0,93 | 5,3 | 5,74 | 3,55 | 0,81 | – |
| W, ppm | <0,5 | <0,5 | 2,51 | 3,56 | 0,68 | 2,88 | 2,93 | 0,99 | 0,74 | – |
| Th, ppm | 4,21 | 4,4 | 7,4 | 1,46 | 0,12 | 10,9 | 15,4 | 16 | 15,3 | – |
| U, ppm | 2,07 | 2,16 | 2,95 | 1,6 | <0,1 | 4,6 | 6,37 | 4,38 | 3,89 | – |

Петрография

Согласно актуальной классификации метакarbonатных пород [23], по минеральному составу рассматриваемые породы можно разделить на две группы – силикатные мраморы (содержание carbonатов 95-50 %) и carbonатно-силикатные породы (содержание carbonатных минералов 5-50 %).



Силикатные мраморы распространены в пределах линзовидного тела на северо-западе обсуждаемой территории (рис.1, А, образцы 822013, 822014), а карбонатно-силикатные породы – на юго-востоке (рис.1, Б, образцы 822119).

Матрица мелко-среднезернистых силикатных мраморов сложена кальцитом (80-90 %) с небольшим количеством доломита (до 10 %). В ней присутствуют округлые порфиروبласты форстерита (5-15 %) и клинопироксена (до 20 %), реже – шпинели (до 5 %) и кальциевого амфибола (до 5 %); иногда попадаются листочки флогопита (до 5 %), плагиоклаз, калиевый полевой шпат (единичные зерна), клиногумит (до 15 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, баритом, флюоритом, магнетитом, молибденитом, пиритом. Вторичные минералы представлены серпентином, развивающимся по форстериту и минералам группы гумита, и хлоритом, развивающимся по клинопироксену. Очень редко встречаются реликты ортопироксена, интенсивно замещающегося клинопироксеном и кальцитом. Каймы клинопироксена отмечаются и вокруг форстерита (рис.2, а, б). Зерна калиевого полевого шпата окружены сложными зональными каймами, во внутренних частях которых распространены тонкие клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты, а внешняя часть сложена флогопитом (рис.2, в, г). Иногда наблюдаются каймы доломита вокруг шпинели. Клиногумит в породах распространен неравномерно (встречен в образцах 822013-2/2, 822014-1), по-видимому пятнами: в тех участках, где появляются порфиروبласты клиногумита, становится значительно меньше клинопироксена, форстерита, однако нередко сам клиногумит тесно пространственно ассоциирует с клинопироксеном, вероятно замещающим его (рис.2, д, е). Встречаются небольшие кварцевые прожилки мощностью до 1 см, которые окружены скоплениями клинопироксена, полевых шпатов (как плагиоклаза, так и калиевого полевого шпата) и флогопита. Плагиоклаз в пределах таких прожилков часто окружен каймой скаполита (рис.2, ж, з). Таким образом, шпинель и форстерит встречаются в ассоциации с кварцем в пределах шлифа, но не контактируют с ним непосредственно. Наиболее интенсивное замещение форстерита клинопироксеном отмечено именно вблизи этих прожилков. В краевых частях тела силикатных мраморов количество таких кварцевых прожилков возрастает, появляются участки клинопироксен-двуполевошпатового состава, в которых карбонаты исчезают (образец 822013-2/3).

В мелко-среднезернистых карбонатно-силикатных породах матрица сложена кальцитом (35-45 %) и кварцем (30-35 %), реже плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (до 5 %), которые в ней распространены иногда равномерно, иногда неравномерно, пятнами; кварц нередко концентрируется в виде скоплений мелких зерен вокруг крупных зерен калиевого полевого шпата, в котором часто наблюдаются пертиты. В матрице породы присутствуют округлые порфиروبласты клинопироксена размером до 2-3 мм (5-10 %), более мелкие округлые или вытянутые зерна граната (около 10 %). В подчиненном количестве встречаются скаполит, плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом, магнетитом, пиритом и апатитом. Попадают единичные мелкие округлые зерна везувиана, в которых с анализатором наблюдается выраженная осцилляционная зональность. Полевые шпаты интенсивно пелитизированы, плагиоклаз серицитизирован.

Состав пород

Наблюдаются широкие вариации химического состава, выражающиеся в увеличении содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O по мере уменьшения CaO и MgO (см. таблицу). Силикатные мраморы содержат 6,21-23,9 мас.% SiO_2 , карбонатно-силикатные породы – 34,8-64,9 мас.% SiO_2 . Внутри каждого из исследованных тел метакарбонатных пород прослеживается четкая зональность по содержанию кремнезема в породах: образцы, взятые из центральной части, менее богаты SiO_2 , FeO , чем образцы, приуроченные к периферии тел метакарбонатных пород, но при этом обогащены MgO , CaO . Детальное исследование спектров распределения REE и редких элементов в силикатных мраморах и карбонатно-силикатных породах хапчанской серии приведено в работе [24], отметим лишь некоторые особенности. Все изученные породы характеризуются сравнительно пологим спектром распределения REE (рис.3), общее содержание которых в карбонатно-силикатных породах на порядок выше, чем в силикатных мраморах: в силикатных мраморах $\sum \text{REE}$ от 22,8 до 90,1 ppm, в то время как в карбонатно-силикатных породах $\sum \text{REE}$ от 229 до 321 ppm. Практически во всех образцах отмечается обогащение LREE по отношению HREE (La/Yb в среднем 21,5, La/Sm в среднем 5,9). Часть спектров распределения REE в силикатных мраморах характеризуется выраженной отрицательной Eu-аномалией (рис.3), что в целом характерно для карбонатно-силикатных пород [25], но иногда отмечается и положительная Eu-аномалия. В то же время для карбонатно-силикатных пород скорее характерна небольшая положительная Eu-аномалия.

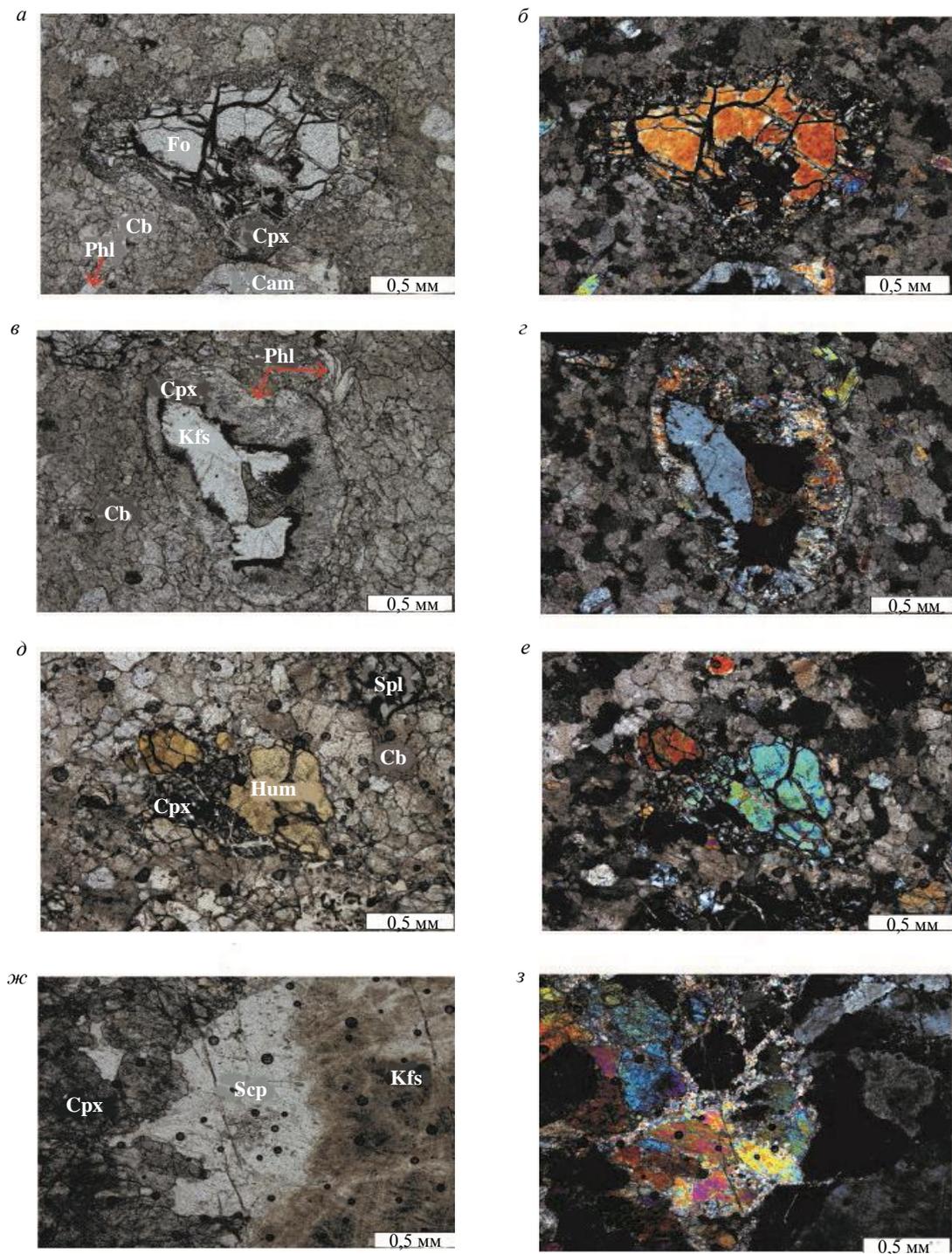


Рис.2. Фотографии шлифов силикатных мраморов без анализатора (слева), с анализатором (справа):
а, б – замещение форстерита диопсидом на контакте с кальцитом; *в, з* – замещение калиевого полевого шпата клинопироксеном и флогопитом на контакте с кальцитом; *д, е* – клиногумит и диопсид;
ж, з – развитие вторичного мейонита вокруг калиевого полевого шпата
 Символы минералов на фото приведены по статье [18]

Содержание ряда малых и редких элементов (Cr, Co, V) в карбонатно-силикатных породах относительно хорошо коррелируется с SiO_2 и Al_2O_3 . Вероятно, это связано с тем, что данные редкие элементы присутствовали в составе терригенной примеси в протолите карбонатно-силикатных пород. Наблюдаются широкие вариации содержания U ($<0,1-6,4$ ppm) и Th (0,12-16 ppm), отношение Th/U изменяется от 0,9 до 3,9 ppm, хотя для «чистых» карбонатных пород обычно характерно $\text{Th}/\text{U} \leq 2$ [1]. В данном случае широкие вариации содержания U и Th могут свидетельствовать о присутствии этих микроэлементов в составе варьирующей силикатной примеси.

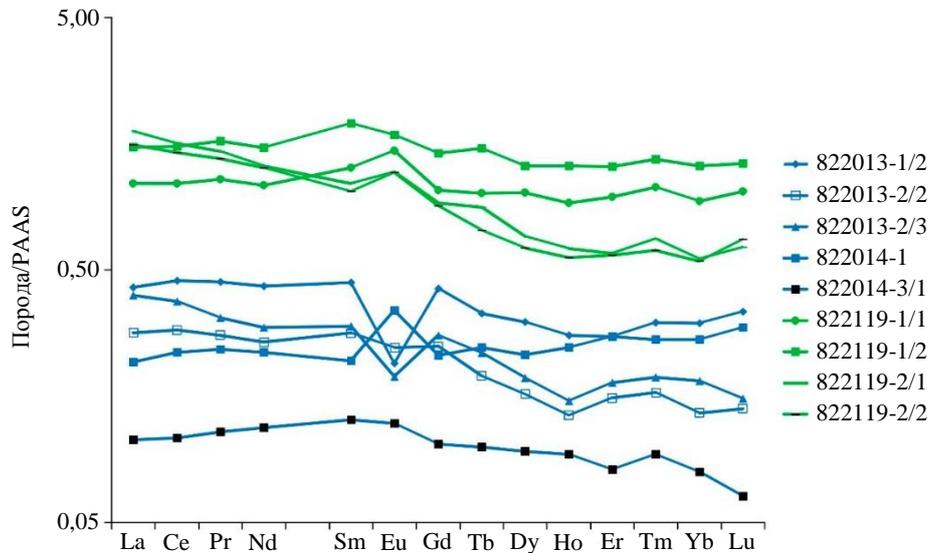


Рис.3. Распределение содержаний редкоземельных элементов в силикатных мраморах (синий цвет) и карбонатно-силикатных породах (зеленый цвет)

Состав минералов

Главные элементы. Карбонаты в силикатных мраморах представлены кальцитом и доломитом (рис.4, а). Кальцит иногда содержит примеси Mg до 0,20 формульных коэффициентов (ф.к.), Si до 0,09 ф.к., Fe²⁺ до 0,01 ф.к. Доломит постоянно содержит примесь Fe до 0,03 ф.к., иногда примесь Si до 0,09 ф.к., редко – примесь Mn до 0,03 ф.к. В карбонатно-силикатных породах карбонаты выражены исключительно кальцитом, редко он содержит примеси Mg, Fe²⁺ до 0,01 ф.к.

Пироксены (согласно классификации в статье [26]) представлены энстатитом (встречен только в силикатных мраморах) и диопсидом (рис.4, б). Энстатит, по-видимому, не содержит Fe²⁺, поскольку количество Mg в нем постоянно около 2 ф.к., при этом присутствует Fe³⁺ в позиции Si – содержание расчетного Fe³⁺ до 0,16 ф.к. Реже присутствует примесь Al до 0,02 ф.к. Характерна незначительная примесь Ca до 0,03 ф.к. Диопсид железистый – xMg от 0,79 до 0,99, постоянно содержит примесь Al до 0,16 ф.к., иногда примеси Ti до 0,03 ф.к., Fe³⁺ до 0,02 ф.к., Na до 0,04 ф.к. В карбонатно-силикатных породах диопсид существенно более железистый – xMg от 0,51 до 0,77, часто содержит примеси Al и Na до 0,05 ф.к., иногда – примеси Fe³⁺ и Mn до 0,01 ф.к.

Полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом (ортоклаз, микроклин) и плагиоклазом (рис.4, в). В силикатных мраморах плагиоклаз встречается только в виде пертитов в калиевом полево шпате (представлен почти чистым альбитом), в клинопироксен-плагиоклазовых симплектиках вокруг калиевого полевого шпата (представлен альбитом-олигоклазом An от 10 до 22) и в оторочках кварцевых прожилков (представлен андезином An от 30 до 36). Калиевый полевой шпат постоянно содержит примесь Ba до 0,12 ф.к., Na до 0,21 ф.к. В карбонатно-силикатных породах плагиоклаз представлен олигоклазом An от 13 до 19, калиевый полевой шпат постоянно содержит примеси Ba до 0,02 ф.к., Na до 0,11 ф.к., иногда – примесь Sr до 0,02 ф.к.

Флогопит (по классификации в статье [27]) встречается только в силикатных мраморах, по составу он различается в разновидностях с клиногумитом и без него (рис.4, г). В разновидностях без клиногумита флогопит содержит постоянную примесь Ti до 0,05 ф.к., Fe²⁺ до 0,08 ф.к., F 0,47-0,96 ф.к., иногда – Fe³⁺ до 0,09 ф.к., Ca до 0,20 ф.к., Na до 0,07 ф.к.; содержание ^DAl варьируется от 0,03 до 0,17 ф.к. В разновидностях с клиногумитом содержит постоянную примесь F 1,01-1,47 ф.к., т.е. является фторфлогопитом; не содержит расчетного Fe²⁺, постоянно содержит примесь Fe³⁺ до 0,08 ф.к., Ba до 0,11 ф.к., Na до 0,11 ф.к.; ^DAl присутствует непостоянно до 0,10 ф.к. Редки примеси Ti до 0,03 ф.к., Ca до 0,14 ф.к., Cl до 0,02 ф.к.

Кальциевый амфибол также встречается только в силикатных мраморах, образует ряд паргасит-фторпаргасит: ^BCa/^B(Ca+Na) в среднем 0,99, ^C(Al+Fe³⁺+2Ti) в среднем 0,91 ф.к., ^A(Na+K+2Ca) в среднем 0,96 ф.к. (рис.4, д) (распределение катионов по позициям и классификация в соответствии со статьей [28]). Содержание ^TAl от 1,42 до 1,91 ф.к., ^CAl от 0,56 до 0,78 ф.к., ^CMg от 3,96 до 4,32 ф.к.

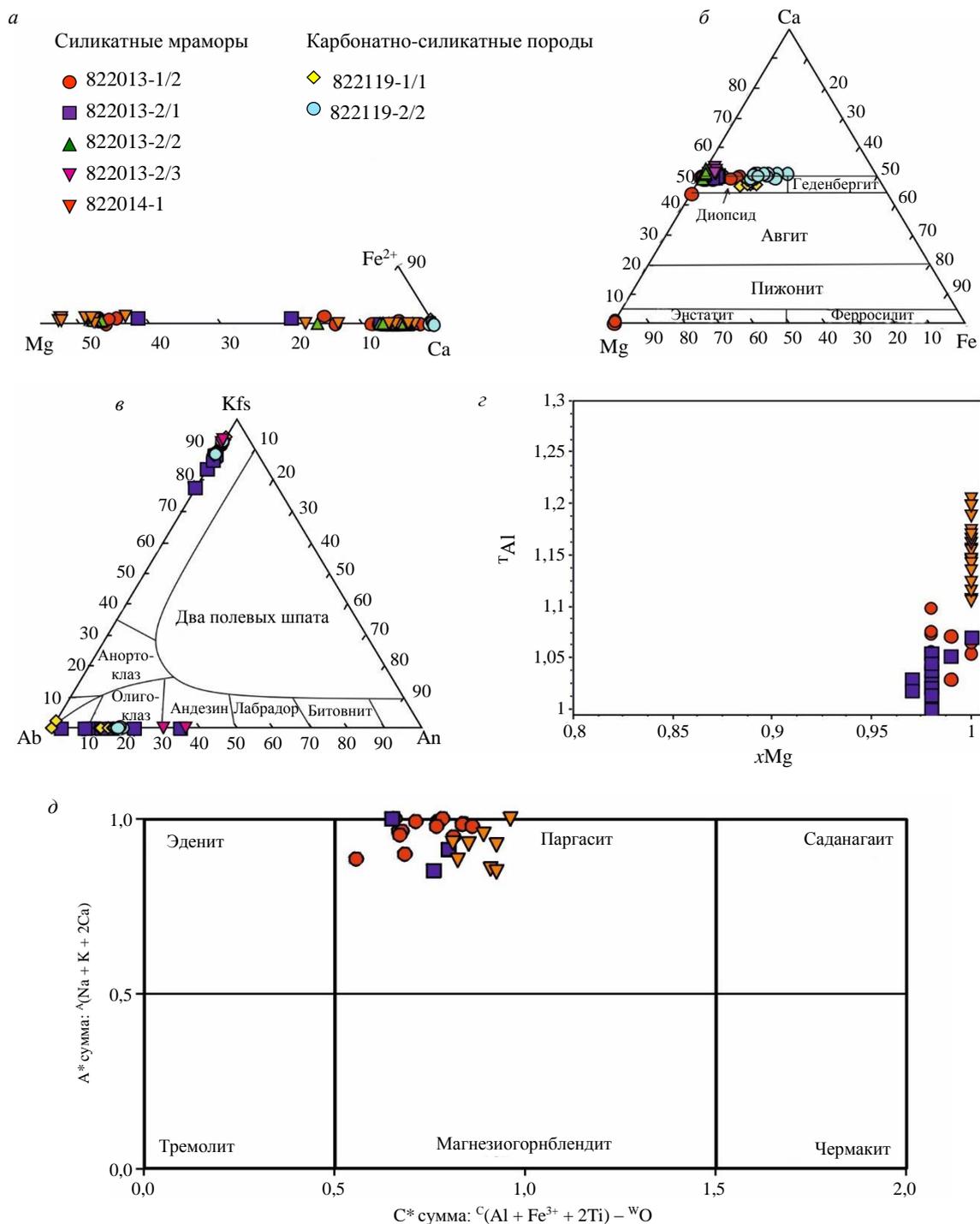


Рис.4. Диаграммы составов минералов: *а* – карбонаты; *б* – пироксены; *в* – полевые шпаты; *г* – флогопит; *д* – кальциевый амфибол [28]

Характерно постоянное присутствие F в позиции W: от 0,70 до 1,32 ф.к. В кальциевых амфиболах из силикатных мраморов с клиногумитом иногда отмечается также примесь Cl до 0,03 ф.к.

Форстерит отмечается только в силикатных мраморах, содержание Fe^{2+} до 0,13 ф.к., иногда встречается примесь Mn до 0,01 ф.к., редко – Cl до 0,01 ф.к.

Гранат отмечается только в карбонатно-силикатных породах, где представлен гроссуляром (по классификации в статье [29]), содержание Fe^{2+} до 0,52 ф.к., часто включает примеси Ti до 0,07 ф.к., Fe^{3+} до 0,69 ф.к., иногда Mn до 0,02 ф.к.

Скаполит в силикатных мраморах представлен мейонитом, содержащим Na до 1,29 ф.к., K до 0,05 ф.к., Cl до 0,15 ф.к. В карбонатно-силикатных породах скаполит представлен мариалитом, содержащим Ca до 1,43 ф.к., K до 0,13 ф.к., Cl до 0,55 ф.к.



Везувиан встречен только в карбонатно-силикатных породах, расчетное содержание Fe^{3+} до 1,73 ф.к., Ti до 1,14 ф.к.; постоянно содержит F до 3,79 ф.к. и Cl до 0,59 ф.к., редко – S до 0,25 ф.к.

Клиногумит отмечается только в силикатных мраморах, содержит Fe^{2+} до 0,35 ф.к., Ti до 0,10 ф.к., иногда Fe^{3+} до 0,21 ф.к.

Шпинель (согласно классификации в статье [30]) является чистой шпинелью, встречена только в силикатных мраморах, xFe^{2+} до 0,12 ф.к., xFe^{3+} до 0,04 ф.к., редко встречается примесь Zn до 0,08 ф.к.

Титанит обычно содержит F до 0,28 ф.к., Fe^{3+} до 0,04 ф.к.

Апатит во всех разновидностях изученных пород представлен фторапатитом, иногда содержит примесь Si до 0,07 ф.к., Cl до 0,06 ф.к.

Редкоземельные и редкие элементы. *Клинопироксен.* Содержание REE в клинопироксене проанализировано как в силикатных мраморах (три точки) (рис.5, б), так и в карбонатно-силикатных породах (две точки) (рис.6, б). Клинопироксен из силикатных мраморов характеризуется сравнительно невысоким суммарным содержанием REE от 1,52 до 5,19 ppm, наименьшее суммарное содержание REE характерно для клинопироксена, присутствующего в виде кайм вокруг форстерита (анализ 10). Клинопироксен, развивающийся по форстериту, обеднен (относительно клинопироксена из матрицы силикатных мраморов) всем спектром REE примерно на порядок величины. Спектр распределения REE в этом клинопироксене довольно пологий, без Eu -аномалии, в то время как клинопироксен из матрицы силикатных мраморов отличается немного выпуклым в области LREE спектром с небольшой отрицательной Eu -аномалией (Eu/Eu^* от 0,35 до 0,20). Содержание Ti в клинопироксене из матрицы силикатных мраморов довольно высокое – от 737 до 1304 ppm, в то время как в клинопироксене, развивающемся по форстериту, содержание Ti значительно ниже – 357 ppm. Клинопироксен из карбонатно-силикатных пород характеризуется чуть более высоким суммарным содержанием REE (от 7,40 до 14,8 ppm) и иным, синусоидальным спектром распределения REE, выпуклым в области LREE (суммарное содержание LREE от 6,49 до 11,6 ppm) и вогнутым в области HREE (суммарное содержание HREE от 0,52 до 2,47 ppm). Для него также характерна небольшая отрицательная Eu -аномалия (Eu/Eu^* от 0,55 до 0,23). Содержание Ti сравнительно невысокое – от 184 до 259 ppm.

Полевые шпаты. Содержание REE проанализировано в калиевом полево шпате из силикатных мраморов (две точки, см. рис.5, в), а также в калиевом полево шпате (одна точка, рис.6, з) и плагиоклазе (две точки, рис.6, в) из карбонатно-силикатных пород. Проанализированные калиевые полевые шпаты характеризуются относительно постоянным, невысоким суммарным содержанием REE от 6,98 до 9,62 ppm, хорошо выраженной положительной Eu -аномалией (Eu/Eu^* от 121 в калиевом полево шпате из силикатных мраморов до 359 в калиевом полево шпате из карбонатно-силикатных пород). Калиевый полевой шпат из силикатных мраморов сильно обеднен LREE, кроме La (суммарное содержание LREE от 1,65 до 1,77 ppm), в калиевом полево шпате из карбонатно-силикатных пород LREE суммарное содержание чуть выше – 2,11 ppm. Проанализированные калиевые полевые шпаты характеризуются высоким содержанием, ppm: Rb – 265-276 в силикатных мраморах, 427 в карбонатно-силикатных породах; Sr – 1117-1711, 2669; Ba – 12454-14028, 7870 соответственно. Плагиоклаз из карбонатно-силикатных пород обладает невысоким суммарным содержанием REE от 0,57 до 2,51 ppm без выраженной Eu -аномалии (Eu/Eu^* составляет 0,80 и 1,78). Содержит значимое количество Sr до 3499 ppm.

Флогопит. Содержание REE проанализировано в флогопите из матрицы силикатных мраморов (одна точка) и флогопите, развивающемся вокруг калиевого полевого шпата (одна точка) (см. рис.5, в). Оба спектра распределения REE оказались практически идентичными; по форме в области LREE они в значительной степени повторяют форму спектра распределения REE в калиевом полево шпате, из чего следует вывод, что флогопит наследовал спектр распределения REE калиевого полевого шпата, по которому развивался. При этом флогопит содержит на порядок меньше HREE, нежели замещаемый им калиевый полевой шпат: суммарное содержание HREE в флогопите – около 0,42 ppm против 2,59-2,96 в калиевом полево шпате. Отметим, что флогопит имеет также повышенное содержание Rb до 258 ppm, Ba до 1707 ppm, при этом содержание Ti в нем намного выше (1512-2851 ppm против 194-278 ppm в калиевом полево шпате).

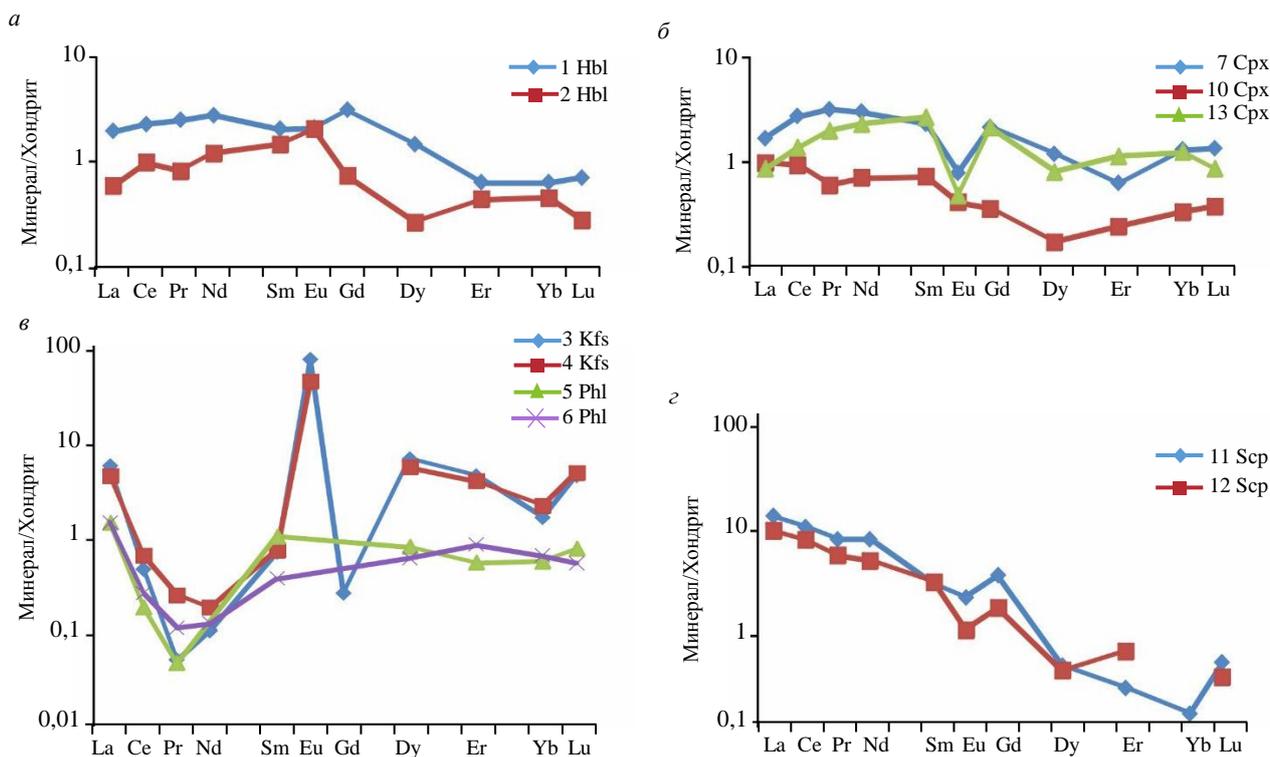


Рис.5. Спектры распределения редкоземельных элементов в минералах силикатных мраморов (образец 822013-1/2):
а – в кальциевом амфиболе; б – клинопироксене; в – калиевом полевоом шпате и флогопите; з – скаполите

Форстерит. Содержание REE в форстерите из силикатных мраморов проанализировано в двух точках; оно оказалось крайне мало (суммарное содержание LREE от 0,11 до 0,16 ppm, содержание HREE ниже порога обнаружения), примечательно довольно высокое содержание Cr до 410 ppm, присутствует примесь Mn до 323 ppm.

Кальциевый амфибол из силикатных мраморов проанализирован в двух точках (см. рис.5, а). Характеризуется невысоким суммарным содержанием REE от 2,06 до 4,93 ppm и пологим спектром распределения REE без Eu-аномалии. Содержание Ti около 2250 ppm, характерно несколько повышенное содержание Nb до 25,5 ppm.

Гранат из карбонатно-силикатных пород проанализирован в трех точках (рис.6, а). Суммарное содержание REE составляет от 101 до 138 ppm, отношение LREE/HREE варьируется от 0,09 до 0,18. Гранат характеризуется плавным спектром распределения REE, в области LREE имеющим небольшой положительный наклон, а в области HREE постепенно выполаживающимся (L_{un}/Gd_N от 1,18 до 2,10). Отмечается небольшая отрицательная Eu-аномалия Eu/Eu^* около 0,82. Спектры распределения REE проанализированных гранатов обнаруживают сходство со спектрами гранатов из карбонатно-силикатных пород кусинско-копанского комплекса на Южном Урале [5]. Характерно высокое содержание, ppm: Ti 2878-3929, V до 319, Cr до 216, Mn до 2006, Y до 251.

Скаполит. Содержание REE проанализировано как в мейоните из силикатных мраморов (две точки) (см. рис.5, з), так и в мариалите из карбонатно-силикатных пород (две точки) (рис.6, з). Мейонит из силикатных мраморов характеризуется невысоким суммарным содержанием REE 11,4-16,0 ppm, плавным спектром с заметным отрицательным наклоном (отношение LREE/HREE варьируется от 15,1 до 17,4), небольшой отрицательной Eu-аномалией Eu/Eu^* 0,44-0,67. Отмечается повышенное содержание Sr 985-1099 ppm. Мариалит из карбонатно-силикатных пород характеризуется еще более низким суммарным содержанием REE 6,42-7,97 ppm, пологим спектром распределения REE (отношение LREE/HREE варьируется от 1,66 до 3,55) с положительной Eu-аномалией Eu/Eu^* от 1,46 до 18,9. Спектры распределения REE в мариалите из карбонатно-силикатных пород в значительной мере, особенно в области HREE, повторяют форму спектров распределения REE в калиевом полевоом шпате. Вероятно, мариалит наследовал спектр распределения REE калиевого полевого шпата, по которому развивался. При этом мариалит содержит на порядок больше LREE,

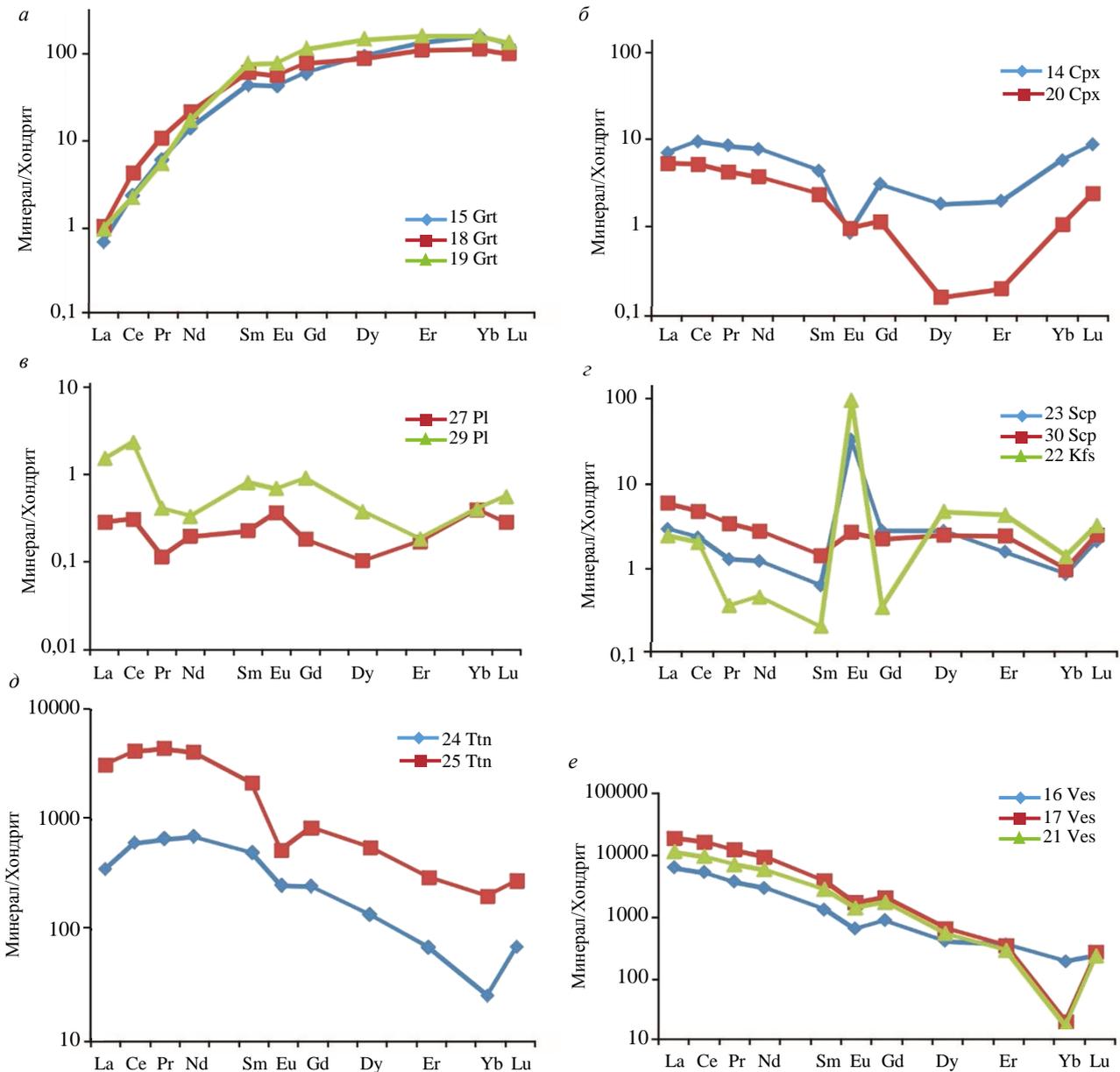


Рис.6. Спектры распределения редкоземельных элементов в минералах карбонатно-силикатных пород (образец 822119-1/1): а – в гранате; б – клинопироксене; в – плагиоклазе; г – скаполите; д – титаните; е – везувиане

нежели замещаемый им калиевый полевой шпат: в мариалите суммарное содержание LREE составляет до 5,94 ppm, тогда как в калиевом полево шпате – 2,11 ppm. Как и в мейоните из силикатных мраморов, в мариалите из карбонатно-силикатных пород фиксируется повышенное содержание Sr 1390-2204 ppm. Кроме того, в последнем повышено и содержание Ba 3640-5031 ppm. Вероятно, эти особенности редкоэлементного состава также наследуются мариалитом от калиевого полевого шпата.

Везувиан из карбонатно-силикатных пород проанализирован в трех точках (рис.6, е). Точки 16 и 17 стоят соответственно в центре и с краю одного крупного зонального зерна. Суммарное содержание REE существенно различается в центральной (6970 ppm) и краевой (21080 ppm) частях зерна, причем это различие фиксируется как для LREE (от 6368 ppm в центре до 19779 ppm с краю), так и для HREE (от 370 ppm в центре до 638 ppm с краю). Все проанализированные везувианы характеризуются плавным спектром распределения REE с выраженным отрицательным наклоном (отношение LREE/HREE варьируется от 17,3 до 31,0), небольшой отрицательной Eu-аномалией Eu/Eu^* около 0,60. Везувиан обладает высоким содержанием Ti до 23888 ppm, повышенным содержанием Mn до 605 ppm, Sr до 906 ppm.



Титанит из карбонатно-силикатных пород проанализирован в двух точках (рис.6, д) в пределах одного крупного неоднородного в оптике зерна. Несмотря на то, что в двух областях одного зерна фиксируется различие в суммарном содержании REE от 1034 до 6344 ppm, спектр распределения REE по форме в них одинаков – с выраженным отрицательным наклоном, выпуклый в области LREE, с небольшой отрицательной Eu-аномалией $Eu/Eu^* 0,35-0,68$. Отмечается повышенное содержание ряда редких элементов – V до 1101 ppm, Zr до 2089 ppm, Nb до 1728 ppm, Y до 536 ppm. Требуется дальнейшее исследование этого минерала, чтобы понять, чем обусловлены вариации его состава в пределах зерна.

Термодинамическое моделирование

Предполагается, что породы хапчанской серии (силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовые, силлиманит-биотит-гранатовые, гранат-биотитовые гнейсы и гранат-ортопироксеновые гнейсы с калиевым полевым шпатом) метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма с последующим снижением температуры до условий амфиболитовой фации [11, 13]. Однако для изучаемых нами и каких-либо других метакarbonатных пород в пределах хапчанской серии реконструкция P - T -условий метаморфизма ранее не выполнялась ввиду невозможности получения P - T -оценки для метакarbonатов классическими методами термобарометрии.

Построение и анализ псевдосечений – наиболее оптимальный метод для реконструкции P - T -условий метаморфизма карбонатных пород. Диаграммы фазовых равновесий с полями устойчивости равновесных минеральных ассоциаций в координатах P - T (псевдосечения) построены для заданного химического состава представительных проб силикатных мраморов и карбонатно-силикатных пород в системе SiO_2 - TiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - CaO - Na_2O - K_2O - CO_2 - H_2O . Для моделирования условий участия в минералообразовании существенно углекислотного флюида с небольшой долей воды было задано $X(CO_2) = 0,9$.

Учитывая близкое пространственное расположение и схожую структурную позицию изучаемых карбонатно-силикатных пород и силикатных мраморов, мы предполагали получить сходные P - T -условия метаморфизма для этих двух разновидностей [31]. Однако на полученных диаграммах видно, насколько существенно различаются P - T -условия стабильности изучаемых парагенезисов.

На псевдосечении для заданного состава силикатных мраморов (образец 822013-1/2, рис.7, а) наблюдаемый парагенезис $OI + Cpx + Cam + Bt + Cal + Spl$ занимает область умеренных давлений (примерно до 8 кбар) и высоких температур (примерно 700-900 °С). Небольшое снижение температуры ведет к замещению шпинели доломитом, что прослеживается в шлифах. Верхний предел устойчивости наблюдаемого парагенезиса по давлению ограничен ассоциациями без кальциевого амфибола.

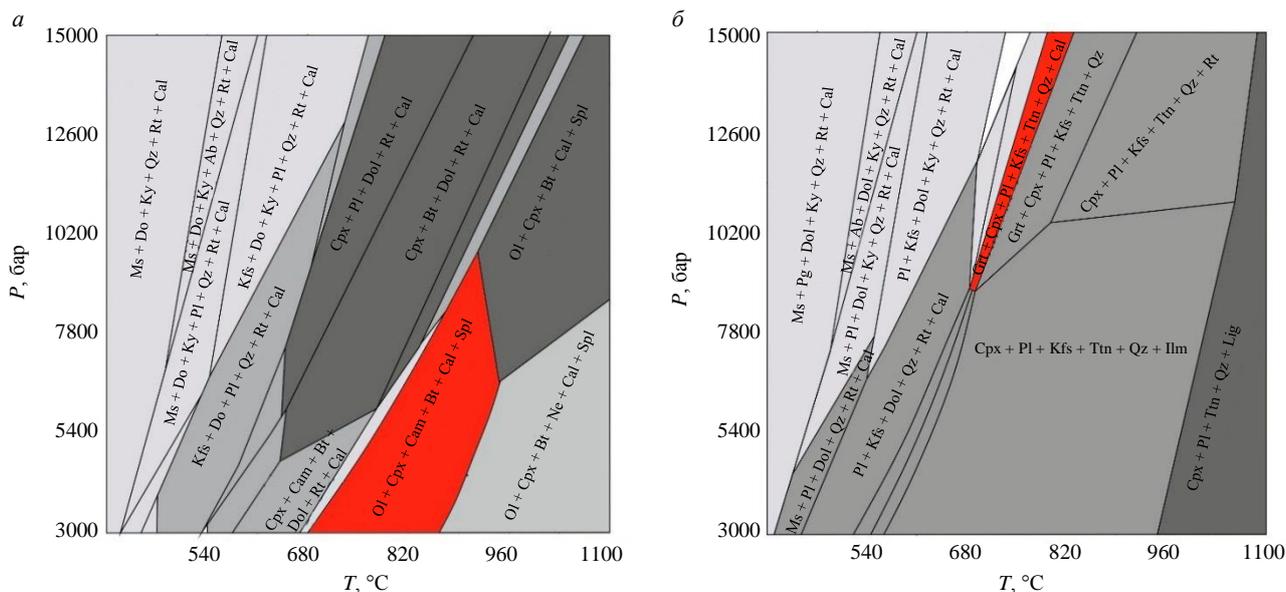


Рис.7. Псевдосечения P - T для: а – силикатных мраморов (образец 822013-1/2); б – карбонатно-силикатных пород (образец 822119-1/1). Красным показано поле искомого парагенезиса: $OI + Cpx + Cam + Bt + Cal + Spl$ для силикатных мраморов; $Grt + Cpx + Pl + Kfs + Ttn + Qz + Cal$ для карбонатно-силикатных пород



На псевдосечении для заданного состава карбонатно-силикатных пород (образец 822119-1/1, рис.7, б) поле устойчивости наблюдаемого парагенезиса $Gr\text{t} + Crx + Pl + Kfs + Ttn + Qz + Cal$ располагается в области существенно более высоких давлений (8-15 кбар) и несколько более низких температур (680-820 °С). При более высоких температурах исчезает кальцит, при более низких – появляются рутил и доломит. При более низких давлениях устойчивы ассоциации с ильменитом, при более высоких – с кианитом.

Обсуждение результатов

В условиях высокотемпературного метаморфизма карбонатных осадков с разной долей терригенной примеси формируются редкие минеральные ассоциации с форстеритом, шпинелью, минералами группы гумита и т.д. [32]. Однако схожие минеральные ассоциации характерны и для магнезиальных скарнов. Вероятно, широкое распространение в метаморфических комплексах имеют как первично-осадочные карбонатно-силикатные породы, так и метасоматические – магнезиальные скарны.

Первично-осадочные карбонатно-силикатные породы известны на Фенноскандинавском щите – в Приладожье (сортальская серия) [33], а также в Беломорском подвижном поясе в Лапландско-Колвицком гранулитовом поясе [31, 34, 35]. Другим примером являются в целом хорошо изученные карбонатно-силикатные породы Южного Урала. В результате детального изучения карбонатно-силикатных пород ильменогорского комплекса авторы пришли к выводу, что это первично-осадочные образования [36]. Примером метасоматических карбонатно-силикатных пород могут служить образования кусинско-копанского комплекса, которые сформировались в результате метасоматической переработки доломитов, т.е. представляют магнезиальные скарны [5]. Метасоматическая природа жильных карбонатно-силикатных пород Тажеранского массива не вызывает сомнений [37]. Высказываются и альтернативные гипотезы о генезисе некоторых карбонатно-силикатных пород – отдельные проявления на Урале считают карбонатитовыми [38, 39], хотя эта точка зрения встречает серьезные возражения [5, 36]. Для раннедокембрийских карбонатно-силикатных пород Охотского массива первично-осадочная природа отвергается, и на основании изотопно-геохимических данных предполагается их глубинная, но не карбонатитовая природа – обсуждается существование глубинной флюидно-карбонатной массы [40]. Неоднозначной представляется и природа кальцифиров Иркутного блока, которые рассматриваются как продукты метаморфизма известково-силикатных осадочных пород [41] и как результат метасоматоза карбонатных пород на контакте с алюмосиликатными породами [42]. Результаты геохимических исследований позволяют сделать вывод, что формирование кальцифиров Иркутного блока связано с метаморфизмом терригенно-карбонатных осадков [1]. Таким образом, без детального минералогического петрографического исследования оказывается сложно или даже невозможно судить о происхождении и геологической эволюции карбонатно-силикатных пород.

Первые результаты исследования двух линзовидных тел метакарбонатных пород в пределах хапчанской серии показали, что эти породы контрастно различаются по минеральному и химическому составу, несмотря на общность структурной позиции и близкое пространственное расположение. Метакарбонаты первого из двух линзовидных тел представлены силикатными мраморами, сложенными кальцитом, доломитом, форстеритом, клиногумитом, шпинелью, энстатитом, диопсидом, паргаситом, мейонитом, полевыми шпатами. Силикатные мраморы неоднородны – в разновидностях с клиногумитом появляется фторпаргасит и фторфлогопит, уменьшается количество форстерита (вплоть до полного исчезновения). В силикатных мраморах распространены реакционные структуры – замещение энстатита и форстерита диопсидом, развитие кайм доломита вокруг шпинели и сложных зональных кайм вокруг калиевого полевого шпата, включающих плагиоклаз, диопсид и флогопит. Кроме того, в силикатных мраморах распространены кварцевые прожилки, окруженные клинопироксеновыми оторочками, скоплениями флогопита, полевых шпатов, с небольшим количеством скаполита. Таким образом, в пределах одного шлифа кварц встречается в ассоциации с форстеритом, шпинелью и доломитом, но не контактирует непосредственно и является более поздним минералом. Отметим, что в силикатных мраморах присутствуют обломки вмещающих терригенных пород [13], сохранившиеся, несмотря на высокую степень метаморфической переработки и, несомненно, свидетельствующие о первично-осадочной природе силикатных мраморов. Их первично-осадочная природа подтверждается и тем фактом, что в основании разреза



хапчанской серии были установлены хаотические брекчии с карбонатным цементом, относящиеся к флиш-карбонатному подтипу аккреционной олистостромы [13].

Метакарбонаты второго из изученных линзовидных тел представлены карбонатно-силикатными породами, минеральный состав которых существенно отличается от силикатных мраморов. Карбонатно-силикатные породы сложены кальцитом, кварцем, полевыми шпатами, диопсидом, гроссуляром, мариалитом, везувианом. Реакционных структур в этих породах отмечено не было. Состав минералов в них также отличается – клинопироксен существенно более железистый, а калиевый полевой шпат содержит меньше Ва, нежели в силикатных мраморах. По спектрам распределения REE также наблюдается различие. Клинопироксен в карбонатно-силикатных породах отличается от клинопироксена (как от первичного порфиробластического клинопироксена в матрице пород, так и вторичного, развивающегося по форстериту) силикатных мраморов более высоким содержанием REE и вогнутой формой спектра в области HREE. Калиевый полевой шпат из силикатных мраморов существенно обеднен LREE на фоне калиевого полевого шпата из карбонатно-силикатных пород, при этом содержание HREE во всех проанализированных калиевых полевых шпатах сопоставимо. Интересно наличие выраженной положительной Eu-аномалии во всех проанализированных калиевых полевых шпатах. Вероятно, это свидетельствует о том, что калиевый полевой шпат формировался, когда в метакарбонатных породах еще не было плагиоклаза. Действительно, в силикатных мраморах плагиоклаз концентрируется в реакционных каймах и в оторочках вокруг кварцевых жил. При этом в карбонатно-силикатных породах плагиоклаз распространен в матрице вместе с кварцем и кальцитом – по-видимому, все три минерала сформировались одновременно. Состав скаполита в силикатных мраморах и карбонатно-силикатных породах различается как по главным, так и малым элементам. Мейонит из силикатных мраморов характеризуется повышенным содержанием LREE, в то время как мариалит из карбонатно-силикатных пород наследует форму спектра распределения REE замещаемого им калиевого полевого шпата. Гроссуляр из карбонатно-силикатных пород по редкоэлементному составу и спектру распределения REE обнаруживает сходство со скарновыми гранатами [5].

Химический состав пород также контрастно различается в двух линзах. Карбонатно-силикатные породы существенно обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, Na_2O , K_2O , TiO_2 и содержат меньше MgO, CaO, нежели силикатные мраморы. Схожая закономерность – увеличение содержания SiO_2 , FeO, уменьшение MgO, CaO – наблюдается в каждой из двух линз от центра к периферии. Наблюдаемые вариации химического состава существенно шире тех, что обычно характерны для первично-осадочных карбонатно-силикатных пород [1, 34]. Несмотря на то, что все изученные метакарбонатные породы характеризуются схожими пологими спектрами распределения REE, содержание REE в карбонатно-силикатных породах на порядок выше, чем в силикатных мраморах.

Отметим различие *PT*-параметров, получаемых для силикатных мраморов (температура 700-900 °С, давление не более 8 кбар, что соответствует гранулитовой фации метаморфизма) и карбонатно-силикатных пород (температура 680-820 °С, давление 8-15 кбар, что соответствует амфиболитовой фации метаморфизма). Недостаточное количество данных о *PT*-параметрах и эволюции метаморфизма пород хапчанской серии не позволяет надежно определить, связано ли различие *PT*-параметров с неоднородностью степени метаморфизма в рамках одного события или же с двумя разными событиями. Поскольку тело карбонатно-силикатных пород расположено вблизи Билляхской зоны смятия, в то время как силикатные мраморы изучены на некотором удалении от нее (см. рис.1), можно высказать предположение, что наблюдаемые различия *PT*-параметров связаны с локальным наложенным метаморфизмом и, вероятно, метасоматозом в районе Билляхской зоны.

Считается, что в Хапчанской СФЗ седиментогенные отложения были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации 1,97 млрд лет назад, а несколько позже локально подверглись высокотемпературному метаморфизму [43], пик которого приходится на период 1,91-1,92 млрд лет. Сильнее всего метаморфизмом оказались затронуты породы в пределах Билляхской шовной (меланжевой) зоны [9]. Различие карбонатно-силикатных пород и силикатных мраморов по химическому и минеральному составам в значимой степени можно объяснить вариациями состава осадочного протолита, если предположить, что в карбонатно-силикатных породах терригенная примесь преобладала, в то время как в силикатных мраморах она была незначительной. Учитывая



сходство спектров распределения REE, первично-осадочная природа карбонатно-силикатных пород, как и силикатных мраморов, не вызывает сомнений.

При этом ряд признаков свидетельствует о том, что метакarbonатные породы подверглись метасоматической переработке, вероятно, в процессе регионального метаморфизма под влиянием флюида, отделившегося от вмещающих гнейсов. Так, в силикатных мраморах наблюдаются реакционные каймы вокруг ортопироксена, форстерита, калиевого полевого шпата, а также кварцевые жилы, окаймленные скоплениями флогопита, полевых шпатов и диоксида. В карбонатно-силикатных породах выявляется развитие вторичного мариалита по калиевому полевоому шпату, а редкоэлементный состав граната может указывать на его метасоматическое происхождение. Требуется дальнейшее геологическое и петрологическое изучение метакarbonатных пород с целью более детальной реконструкции их метаморфической истории, а также установления интенсивности метасоматических процессов и их роли в геологической истории пород.

Заключение

В двух линзовидных телах метакarbonатных пород среди гнейсов хапчанской серии выявлены существенные различия по минеральному и химическому составам пород: карбонатно-силикатные породы сложены кальцитом, кварцем, полевыми шпатами, диопсидом, гроссуляром, мариалитом, везувианом; силикатные мраморы – кальцитом, доломитом, форстеритом, клиногумитом, шпинелью, энстатитом, диопсидом, паргаситом, мейонитом, полевыми шпатами. Карбонатно-силикатные породы существенно обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O , TiO_2 и содержат меньше MgO , CaO , чем силикатные мраморы.

Первые оценки *PT*-параметров выявили различие в определениях для силикатных мраморов (температура 700-900 °С, давление не более 8 кбар) и карбонатно-силикатных пород (температура 680-820 °С, давление 8-15 кбар).

Силикатные мраморы имеют первично-осадочную природу, о чем свидетельствуют их редкоэлементный состав и наличие обломков гнейсов. Не вызывает сомнений и первично-осадочная природа карбонатно-силикатных пород, весьма схожих по спектрам распределения REE и по редкоэлементному составу с силикатными мраморами.

В силикатных мраморах отмечены реакционные каймы вокруг ортопироксена, форстерита, калиевого полевого шпата, а также кварцевые жилы, окаймленные скоплениями флогопита, полевых шпатов и диоксида. В карбонатно-силикатных породах выявляется развитие вторичного мариалита по калиевому полевоому шпату. Эти признаки могут свидетельствовать о том, что метакarbonатные породы подверглись метасоматической переработке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Урманцева Л.Н., Туркина О.М., Капитонов И.Н. Состав и происхождение протолитов палеопротерозойских кальцифиров Иркутского блока (Шарьжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1681-1697.
2. Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.
3. Абдрахманов И.А., Гульбин Ю.Л., Гембицкая И.М. Ассоциация Fe–Mg–Al–Ti–Zn оксидов в гранулитах оазиса Бангера, Восточная Антарктида: свидетельства метаморфизма сверхвысоких температур // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. № 4. С. 38-76. DOI: 10.31857/S086960552104002X
4. Салимгараева Л.И., Березин А.В. Гранатиты из эклогитового комплекса Марун-Кей (Полярный Урал): геохимия и проблемы образования // Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525.
5. Стативко В.С., Скублов С.Г., Смоленский В.В., Кузнецов А.Б. Редкие и редкоземельные элементы в гранатах из силикатно-карбонатных образований Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 2. С. 225-246. DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-2-225-246
6. Скублов С.Г., Левашова Е.В., Мамыкина М.Е. и др. Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона // Записки Горного института. 2024. Т. 268. С. 552-575.
7. Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G. et al. Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of Zircon from Leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as Indicator of Formation Conditions // Geochemistry International. 2023. Vol. 61. № 13. P. 1323-1339. DOI: 10.1134/S001670292311006X
8. Skublov S.G., Petrov D.A., Galankina O.L. et al. Th-Rich Zircon from a Pegmatite Vein Hosted in the Wiborg Rapakivi Granite Massif // Geosciences. 2023. Vol. 13. Iss. 12. № 362. DOI: 10.3390/geosciences13120362
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленёк. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.



10. Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г. Свидетельства субдукции палеопротерозойской океанической коры в Хапчанском поясе Анабарского щита Сибирского кратона // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 115-135. DOI: [10.31857/S0869590321020047](https://doi.org/10.31857/S0869590321020047)
11. Юрченко А.В., Скублов С.Г., Гусев Н.И., Романова Л.Ю. Особенности состава минералов и параметры метаморфизма гранулитов Хапчанского орогенного пояса (Анабарский щит) // Записки Российского минералогического общества. 2024. Т. 153. № 5. С. 13-37. DOI: [10.31857/S0869605524050021](https://doi.org/10.31857/S0869605524050021)
12. Zlobin V.L., Rosen O.M., Abbyasov A.A. Two Meta-Sedimentary Basins in the Early Precambrian Granulites of the Anabar Shield (Polar Siberia): Normative Mineral Compositions Calculated by the MINLITH Program and Basin Facies Interpretations // Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems. Blackwell Science, 2002. P. 275-291. DOI: [10.1002/9781444304312.ch12](https://doi.org/10.1002/9781444304312.ch12)
13. Гусев Н.И., Романова Л.Ю., Скублов С.Г. Геохимия и возраст циркона из аккреционной олистостромы хапчанской серии Анабарского щита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России 2024: Материалы XIV Международной научно-практической конференции, посвященной 300-летию Российской академии наук и 100-летию золотодобывающей промышленности Республики Саха (Якутия), 26-29 марта 2024, Якутск, Россия. Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2024. С. 302-308. DOI: [10.53954/9785604990100_302](https://doi.org/10.53954/9785604990100_302)
14. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Анабарская. Листы R-49-XXIII, XXIV. М.: Главное управление геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР, 1965.
15. Pourmand A., Dauphas N., Ireland T.J. A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances // Chemical Geology. 2012. Vol. 291. P. 38-54. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2011.08.011](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.08.011)
16. Булах А.Г., Золотарев А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского государственного университета, 2014. 132 с.
17. Locock A.J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Computers & Geosciences. 2014. Vol. 62. P. 1-11. DOI: [10.1016/j.cageo.2013.09.011](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011)
18. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. Vol. 95. № 1. P. 185-187. DOI: [10.2138/am.2010.3371](https://doi.org/10.2138/am.2010.3371)
19. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 223-253. DOI: [10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
20. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 236. Iss. 1-2. P. 524-541. DOI: [10.1016/j.epsl.2005.04.033](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033)
21. Holland T., Powell R. A Compensated-Redlich-Kwong (CORK) equation for volumes and fugacities of CO₂ and H₂O in the range 1 bar to 50 kbar and 100-1600°C // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. Vol. 109. Iss. 2. P. 265-273. DOI: [10.1007/BF00306484](https://doi.org/10.1007/BF00306484)
22. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. Vol. 16. Iss. 3. P. 309-343. DOI: [10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x)
23. Розен О.М., Феттес Д., Десмон Ж. Химический и минеральный составы метакарбонатных пород в условиях регионального метаморфизма и предложения по классификации // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 357-366.
24. Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anabar Shield, Siberia // Precambrian Research. 1991. Vol. 50. Iss. 1-2. P. 37-47. DOI: [10.1016/0301-9268\(91\)90046-D](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90046-D)
25. Kamkicheva O.N., Voznaya A.A., Mikhailova T.V., Gribanova G.I. Resource Approach to the Estimation of International Cooperation in Integrated Development of Calciphyre Deposits // Proceedings of the 8th Russian-Chinese Symposium «Coal in the 21st Century: Mining, Processing, Safety», 10-12 October 2016, Kemerovo, Russia. Atlantis Press, 2016. P. 1-4. DOI: [10.2991/coal-16.2016.1](https://doi.org/10.2991/coal-16.2016.1)
26. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of Pyroxenes // Mineralogical Magazine. 1988. Vol. 52. Iss. 367. P. 535-550. DOI: [10.1180/minmag.1988.052.367.15](https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15)
27. Rieder M., Cavazzini G., Dyakonov Yu.S. et al. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist. 1998. Vol. 36. № 3. P. 905-912.
28. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. № 11-12. P. 2031-2048. DOI: [10.2138/am.2012.4276](https://doi.org/10.2138/am.2012.4276)
29. Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J. et al. Nomenclature of the garnet supergroup // American Mineralogist. 2013. Vol. 98. № 4. P. 785-811. DOI: [10.2138/am.2013.4201](https://doi.org/10.2138/am.2013.4201)
30. Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // European Journal of Mineralogy. 2019. Vol. 31. № 1. P. 183-192. DOI: [10.1127/ejm/2019/0031-2788](https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2788)
31. Крылов Д.П., Климова Е.В. Происхождение карбонатно-силикатных пород Порьей губы (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс) по результатам анализа стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) // Записки Горного института. 2024. Т. 265. С. 3-15.
32. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
33. Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. Sr- и C-хемостратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 172-194. DOI: [10.31857/S0869590321010039](https://doi.org/10.31857/S0869590321010039)
34. Сафронов В.Т., Розен О.М. Метакарбонатные породы (кальцифиры) Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 5. С. 491-503.
35. Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Левицкий И.В. Геохимия карбонатных пород в раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических комплексах Восточной Сибири, Северо-Запада России, Памира // Геохимия. 2019. Т. 64. № 4. С. 409-426. DOI: [10.31857/S0016-7525644409-426](https://doi.org/10.31857/S0016-7525644409-426)
36. Вализер П.М., Чердиченко С.В., Краснобаев А.А. Минералогия, геохимия и возраст метакарбонатно-силикатных пород ильменогорского комплекса // Литосфера. 2019. Т. 19. № 1. С. 92-110. DOI: [10.24930/1681-9004-2019-19-1-92-110](https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-92-110)
37. Старикова А.Е., Скляр Е.В., Котов А.Б. и др. Жильные кальцифиры и контактовые магнезиальные скарны Тажеранского массива (Западное Прибайкалье): возраст и генезис // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457. № 5. С. 586-590. DOI: [10.7868/S086956521423025X](https://doi.org/10.7868/S086956521423025X)
38. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Новый тип карбонатитов на Урале // Литосфера. 2013. № 3. С. 43-56.



39. Попов В.А., Макагонов Е.П., Никандров С.Н. О новых проявлениях карбонатитов на Урале // Уральский минералогический сборник. 1998. № 8. С. 134-148.
40. Лохов К.И., Прасолов Э.М., Капитонов И.Н. и др. Изотопная геология раннедокембрийских кальцифиров Охотского массива (Северо-Восток России) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 35. С. 56-71.
41. Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума в рамках проектов «Геохимия архея» и «Металлогения докембрия». Иркутск: Восточно-Сибирский филиал Сибирского отделения АН СССР, 1981. 97 с.
42. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Гео, 2005. 340 с.
43. Скублов С.Г., Гусев Н.И., Салимгараева Л.И., Романова Л.Ю. Редкоэлементный состав дискордантного циркона как отражение флюидного режима палеопротерозойского гранулитового метаморфизма (Хапчанский террейн, Анабарский щит) // Геохимия. 2024. Т. 69. № 8. С. 651-664. DOI: [10.31857/S0016752524080015](https://doi.org/10.31857/S0016752524080015)

Авторы: Екатерина Юрьевна Акимова, канд. геол.-минерал. наук, старший преподаватель, e.akimova@spbu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7816-7754> (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия), Николай Иванович Гусев, начальник отдела, <https://orcid.org/0000-0002-3461-0961> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия), Александр Дмитриевич Савельев, канд. геол.-минерал. наук, ведущий геолог, <https://orcid.org/0000-0002-8120-3576> (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), Даниил Романович Донченко, аспирант, <https://orcid.org/0009-0004-9664-4958> (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.