

УДК 552.54:551.72 (470.21)

МЕТАКАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ (КАЛЬЦИФИРЫ) ЛАПЛАНДСКО-КОЛВИЦКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

© 2004 г. В. Т. Сафронов, О. М. Розен

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Поступила в редакцию 16.01.2003 г.

Приведены геологические, петрохимические и геохимические данные по метакарбонатным породам (кальцифирам) Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса Балтийского щита. Впервые реконструирован нормативно-минеральный состав исходных отложений изученных кальцифиров. Повышенные содержания ряда индикаторных элементов (Fe, Mn, Cr, Co, P, Pb и др.) указывают, что материал, поступавший в палеобассейн, был производным широкого круга пород (ультраосновные, основные, средние, кислые). Анализ данных о концентрациях некоторых микроэлементов (Sr, Li, F, Ba и др.), их корреляционные отношения свидетельствуют о формировании этих пород в условиях гумидно-семигумидного палеоклимата в опресненном палеобассейне (лагуне), в котором иногда происходило повышение солености вод.

Как известно, метакарбонатные породы докембрия несут важную информацию о ранних этапах осадконакопления, о возникновении и развитии жизни на Земле. С метакарбонатными отложениями довольно часто связаны месторождения и рудопроявления ряда полезных ископаемых (свинца, цинка, фосфора и др.), то есть изучение метакарбонатных пород докембрия имеет большое научное и практическое значение.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс Балтийского щита представляет собой дугообразную структуру длиной около 500 км, разобранную на два разновеликих блока – Лапландский (Сальные тундры, Туадаш-тундры, Лоттинская зона, Финская и Норвежская Лапландия) и небольшой Колвицкий блок (около 70 км) – Кандалакшские и Колвицкие тундры (рис. 1). На северо-западе породы гранулитового комплекса перекрываются каледонидами Полярной Норвегии, а на юго-востоке уходят под воду Кандалакшского залива Белого моря.

Впервые высокометаморфизованные породы Лапландии описал и назвал гранулитами, по аналогии с гранулитами Саксонии, И. Йернстрем в 1874 г. После этого по различным вопросам геологии гранулитового комплекса было опубликовано много работ, как в нашей стране, так и за рубежом. Список этих работ, их анализ приведен в ряде монографий [Виноградов и др., 1980; Козлов и др., 1990 и др.] и других публикациях [Ивлиев, 1971; Бибикина и др., 1993; Минц и др., 1994, 1996

и др.]. Несмотря на то, что породы гранулитового комплекса изучаются уже длительное время, единой точки зрения на их происхождение пока не существует. В последнее время большинство авторов [Ивлиев, 1977; Козлов и др., 1990; Бибикина и др., 1993; Минц и др., 1994, 1996 и др.] придержи-

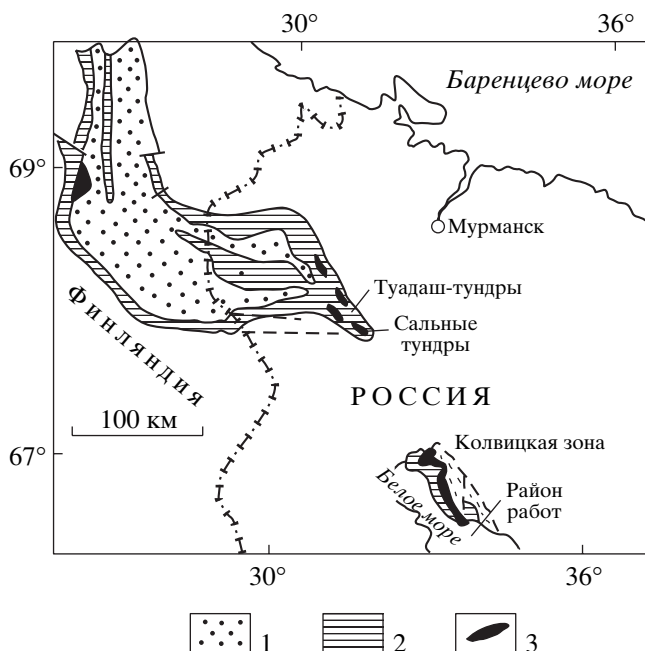


Рис. 1. Схема расположения Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса Балтийского щита [Козлов и др., 1990].

1 – верхняя толща, 2 – нижняя толща, 3 – массивы метабро-анортозитов.

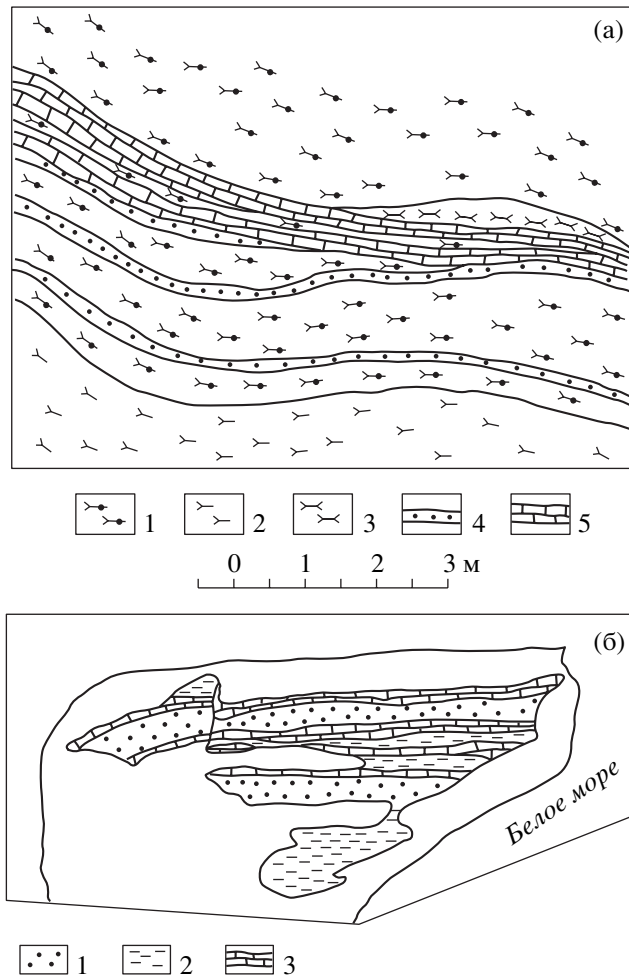


Рис. 2. Схематические геологические карты участков работ на о-вах Медвежий и Кызымшек.

а – фрагмент участка о-ва Медвежий [Виноградов и др., 1980]: 1 – гранат-амфибол-диопсидовые плагиосланцы, 2 – гранат-двупироксеновые плагиосланцы, 3 – плагиоклаз-гиперстеновые кристаллосланцы, 4 – кварциты, 5 – кальцифиры;

б – участок о-ва Кызымшек: 1 – гранат-пироксеновые плагиосланцы, 2 – пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, 3 – кальцифиры.

живаются осадочно-вулканогенной гипотезы происхождения этих пород. Весь комплекс (мощность которого равна 4 км) подразделяется на две толщи [Козлов и др., 1990]. Нижняя представлена основными гранулитами (гранат-плагиоклаз-пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами), производными metabasalts, metaandezites, metaadacites. Верхняя толща сложена в основном парапородами – кислыми гранулитами (гранат-кварц-полевошпатовые, силлиманит-гранат-кварц-полевошпатовые породы), причем распространенность и мощность кислых гранулитов резко возрастает в западном направлении, достигая максимума на территории Финляндии (см. рис. 1). В цент-

ральной части гранулитового пояса его породы подстилаются биотит-амфиболовыми и кианит-биотит-мусковитовыми гнейсами корватундровской и карякатундровской свит, а восточнее породы пояса залегают на гнейсах и амфиболитах беломорской серии позднего архея.

Возраст метаморфизма пород гранулитового комплекса колеблется в пределах 1925 млн. лет назад (начало метаморфизма) – 1870 млн. лет назад (его завершение) [Бибикова и др., 1993 и др.], а возраст протолита, вероятно, раннепротерозойский, хотя в последнее время появляются данные, указывающие на допротерозойский (позднеархейский ?) возраст исходных пород гранулитового комплекса [Минц и др., 1996 и др.].

В составе нижней толщи гранулитового комплекса в небольших количествах присутствуют и метакarbonатные породы (кальцифиры), которые довольно характерны для Колвицкой зоны, отмечаются на юго-восточном окончании Лапландского блока (Сальные и Туадаш-тундры) и неизвестны в более западных районах (Лоттинская зона России, Финская и Норвежская Лапландия).

Задачей данной работы было изучение петрохимических и геохимических особенностей метакarbonатных пород (кальцифиров), главным образом, Колвицкой зоны, реконструкция их первичного минерального состава и условий седиментации.

Наибольшее количество метакarbonатных пород наблюдается в районе Порьей губы Кандалакшского залива Белого моря, где они прослеживаются на расстоянии 15 км в составе пачки пород плоскотундровской толщи. Породы карбонатсодержащей пачки (мощность 80–100 м) изучались на двух участках: о-в Медвежий и о-в Кызымшек, где выявлены горизонты (5–10 м мощности) с прослоями кальцифиров от долей см до 50–60 см, чередующихся с пироксеновыми, гранат-пироксеновыми и другими кристаллосланцами (рис. 2). Отдельные слои метакarbonатных пород выдержаны по мощности и хорошо прослеживаются по простиранию на десятки метров.

Карбонатные породы обычно обладают свойствами маркирующих горизонтов и на аэрофотоснимках имеют светлый фототон. Они быстрее, чем кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы, разрушаются при выветривании и образуют понижения в рельефе, в отличие от более крепких пород (кварцитов, сланцев, гнейсов), образующих грядки и квесты. Основными дешифровочными признаками карбонатсодержащей пачки гранулитового комплекса являются понижения в рельефе, наличие на аэрофотоснимках на площади ее развития более светлого (по сравнению с вмещающими толщами кристаллических сланцев) фототона, а также тонкой штриховки (структурных

линий), отражающей чередование пород, обладающих различными физическими свойствами (содержащих и не содержащих карбонатную составляющую). На отдельных участках, где мощность метакарбонатных прослоев значительна, рельеф имеет мягкие сглаженные формы. Таким образом, устойчивая выдержанность по простиранию на многие километры карбонатсодержащей пачки пород при постоянной мощности и составе, согласное залегание пластовых тел разного состава, совместно участвующих в общей складчатости, тонкое чередование метакарбонатных пород с вмещающими кристаллическими сланцами с подобием ритмичной слоистости, по-видимому, свидетельствуют о первично-осадочном – осадочно-вулканогенном происхождении пород данной пачки.

Для пород карбонатсодержащей пачки довольно характерны структуры будинажа, причем будинированию подвергнуты более жесткие, по сравнению с метакарбонатными, пироксеновые кристаллосланцы и диопсидовые породы. Будины имеют линзовидную форму, в результате чего часто создается ложное впечатление образования отдельных отторженцев якобы за счет привноса (метасоматоза) силикатного материала в карбонатный субстрат.

Метакарбонатные породы (кальцифиры) гранулитового комплекса Балтийского щита – это светло-серые средне-крупнозернистые породы, часто имеющие полосчатую текстуру, обусловленную микрослоистым распределением цветных минералов, гранобластовую структуру. Они состоят из доломита, кальцита, кварца, полевых шпатов, диопсида, оливина, граната с примесью флогопита, апатита, скаполита, рудных минералов. **Доломит** обычно образует округлые зерна и чаще всего не сдвойникован. **Кальцит** встречается в виде крупных полисинтетических сдвойникованных зерен размером до 4 мм, часто неправильной формы. **Диопсид** иногда составляет до 30–40% породы, изредка образует крупные выделения, представлен бесцветной разностью с $c:Ng = 40^\circ$, $n_g - n_p = 0.032$, $2V = 64^\circ$. Довольно часто замещается тремолитом, реже флогопитом. Округлые зерна **оливина** чаще всего содержатся только в реликтах среди петельчатых выделений серпентина и мельчайшей вкрапленности магнетита. Оливин имеет высокое двупреломление: $n_g - n_p = 0.040$, $2V = 84^\circ$, $n_g = 1.680$, представлен магнезиальной разновидностью – форстеритом (Mg_2SiO_4). **Гранат** образует порфиробластические выделения размером до 3–4 мм, часто имеющие четкие кристаллографические очертания. **Флогопит** обычно бесцветный или светло-коричневый, представлен крупными чешуйками с включениями других минералов или мелкими чешуйчатыми частицами развитыми по другим минералам. В одной из проб кальцифиров (ПБ-17) были определены второсте-

пенные и акцессорные минералы (в % на породу): ильменит – 0.02, циркон – 0.003, гранат – 0.2, бурая роговая обманка – 0.1, пирит – 0.05, мусковит – 0.2, халькопирит – 0.0015, апатит – 0.3, сфен – 0.5.

Метакарбонатные породы (кальцифиры) встречаются, как было упомянуто выше, и в районе Сальных тундр Лапландской зоны гранулитового комплекса (табл. 1, № проб: СЕ-12, СЕ-14), причем по минеральному составу данные породы аналогичны вышеописанным, то есть сложены кальцитом, доломитом, диопсидом, кварцем, амфиболом, гранатом. Своеобразием этих кальцифиров является, во-первых, нахождение в составе слоистой пачки (около 30 м мощности, протяженность более 1500 м) биогерма строматолитов, что было подтверждено определениями В.В. Любцова (Кольский филиал РАН), И.Н. Крылова и М.А. Семихатова (ГИН РАН) [Ивлиев, 1971]. В основании биогерма выступы кальцифиров облекаются строматолитовой постройкой, которая имеет вид широких сопряженных куполоподобных бугорков, в средней и верхних частях биогерма бугорки выполаживаются и он приобретает слабоволнистую поверхность. Данные строматолиты по ряду морфологических особенностей строения (преобладание пологоволнистых и плоскостных слоевищ, переслаивающихся с кварцевыми слоями) внешне сходны с постройками строматолитов Канадского щита и печенгской серии Кольского полуострова [Ивлиев, 1971, 1977]. При этом, строматолитовые постройки, по данным автора, приурочены к наиболее мощным участкам кальцифиров белого цвета (см. табл. 1, проба № 1). Второй их особенностью является присутствие в кальцифирах и гранулитах (существенно гранат-кварц-полевошпатовых) графитовой минерализации. Так, в темно-зеленых кальцифирах подошвы и кровли строматолитового горизонта содержание графита колеблется от единичных чешуек до 10% объема породы [Ивлиев, 1971]. Таким образом, обнаружение в кальцифирах следов жизнедеятельности микроорганизмов (цианобактерий) в виде строматолитовых построек, а также результаты изотопных определений углерода ($\delta^{13}C$ от -0.8% до -1.8%), отвечающие изотопному составу углерода морских водорослей [Ивлиев, 1977], могут свидетельствовать о биогенной природе хотя бы части графита изученных пород.

К западу от Сальных тундр, в Туадаш-тундрах, также отмечаются метакарбонатные породы (диопсидовые кальцифиры), представленные как протяженными слоями, так и линзовидными телами и содержащими тот же набор минералов, что и кальцифиры других районов гранулитового комплекса (Колвицкая зона, Сальные тундры).

Можно отметить, что в ряде других докембрийских регионов метакарбонатные породы

Таблица 1. Химический состав кальцифиров гранулитового комплекса, вес. %

| № п/п | № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S _{общ} | CO ₂ | п.л.п. | Сумма | М | |
|--|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|--------|--------|---|--------|
| Кальцифировые Колвицкой зоны [Козлов и др., 1990] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 283 Б | 20.09 | 0.04 | 2.65 | 0.98 | 2.76 | 0.36 | 1.91 | 41.61 | 0.11 | 0.50 | — | — | — | — | — | — | 0.0414 |
| 2 | М-514 | 48.98 | 0.40 | 9.85 | 2.31 | 9.24 | 0.26 | 9.65 | 13.54 | 1.97 | 0.85 | — | — | — | — | — | — | 0.4116 |
| 3 | М-740 | 51.62 | 0.17 | 3.77 | 0.83 | 5.45 | 0.28 | 14.14 | 21.15 | 0.60 | 0.62 | — | — | — | — | — | — | 0.3984 |
| 4 | М-509 | 57.33 | 0.50 | 12.70 | 3.65 | 4.72 | 0.21 | 2.48 | 12.66 | 1.84 | 0.98 | — | — | — | — | — | — | 0.1520 |
| Пироксеновые кальцифировые биогерма строматолитов [Ивлиев, 1971] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | 1 | 51.47 | 0.17 | 3.88 | 0.59 | 1.76 | 0.086 | 17.14 | 19.52 | 0.82 | 0.36 | 0.13 | — | 2.14 | 0.72 | 99.70 | — | 0.4664 |
| 6 | 543 | 54.56 | 0.04 | 0.93 | 0.27 | 1.10 | 0.10 | 17.57 | 24.14 | 0.28 | 0.04 | 0.06 | — | 0.37 | — | 100.12 | — | 0.4211 |
| Доломитовые кальцифировые [данные авторов] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | ПБ-1 | 18.90 | 0.098 | 0.82 | 1.42 | 1.89 | 0.19 | 18.92 | 20.90 | 0.11 | 0.30 | 0.002 | 0.26 | 29.33 | 4.08 | 100.34 | — | 0.4743 |
| 8 | ПБ-3 | 21.74 | 0.16 | 1.22 | 1.52 | 2.30 | 0.16 | 17.20 | 28.30 | 0.08 | 1.02 | 0.01 | — | 23.30 | 24.21 | 99.86 | — | 0.3750 |
| 9 | СЕ-12 | 34.66 | 0.20 | 1.70 | 0.31 | 2.73 | 0.20 | 16.64 | 24.80 | 0.60 | 0.40 | 0.24 | — | — | 17.25 | 99.50 | — | 0.4000 |
| 10 | 143* | 35.96 | 0.14 | 2.64 | 1.43 | 2.16 | 0.22 | 16.78 | 20.75 | 0.20 | 0.15 | 0.09 | 0.10 | 16.83 | 1.97 | 99.60 | — | 0.4467 |
| 11 | ПЗ-55 | 36.74 | 0.25 | 4.27 | 0.54 | 4.07 | 0.34 | 10.75 | 20.26 | 0.61 | 0.44 | 0.11 | 0.14 | 21.90 | 0.94 | 100.36 | — | 0.3447 |
| Известковые кальцифировые [данные авторов] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 12 | ПЗ-63 | 22.93 | 0.18 | 2.70 | 0.32 | 3.27 | 0.37 | 1.65 | 42.61 | 0.26 | 0.02 | 0.21 | — | 23.85 | 1.19 | 99.56 | — | 0.0373 |
| 13 | ПБ-17 | 25.70 | 0.25 | 3.81 | 0.80 | 3.95 | 0.46 | 4.64 | 36.45 | 0.94 | 0.23 | 0.18 | — | 20.20 | 22.14 | 100.61 | — | 0.1118 |
| 14 | ПЗ-59 | 26.94 | 0.22 | 3.23 | 0.94 | 3.42 | 0.41 | 5.74 | 38.30 | 0.24 | 0.04 | 0.18 | 0.10 | 19.70 | — | 99.36 | — | 0.1301 |
| 15 | 143 ³ | 27.76 | 0.14 | 3.42 | 1.83 | 2.41 | 0.43 | 5.97 | 36.78 | 0.60 | 0.08 | 0.14 | 0.12 | 19.73 | 0.32 | 99.97 | — | 0.1392 |
| 16 | СЕ-14 | 29.85 | 0.27 | 2.40 | 0.28 | 1.65 | 0.10 | 9.00 | 32.60 | 0.22 | 0.90 | 0.27 | — | — | 21.89 | — | — | 0.2127 |
| 17 | ПЗ-43 | 31.44 | 0.34 | 5.11 | 1.33 | 3.61 | 0.37 | 3.35 | 35.87 | 0.47 | 0.20 | 0.19 | 0.10 | 16.87 | 0.31 | 99.56 | — | 0.0845 |
| 18 | ПБ-16 | 32.53 | 0.18 | 2.91 | 0.58 | 2.18 | 0.27 | 1.65 | 40.99 | 0.27 | 0.28 | 0.18 | — | 20.20 | 22.14 | 100.61 | — | 0.0373 |
| 19 | 143 ¹ | 34.50 | 0.26 | 5.09 | 2.70 | 3.12 | 0.50 | 6.12 | 33.13 | 0.46 | 0.08 | — | 0.10 | 13.28 | 0.79 | 100.03 | — | 0.1555 |
| 20 | ПЕ-23 | 34.64 | 0.28 | 5.76 | 2.80 | 3.95 | 0.53 | 6.72 | 34.00 | 0.24 | 0.05 | 0.16 | — | 10.80 | 10.70 | 100.31 | — | 0.1648 |
| 21 | ПЗ-73 | 35.74 | 0.16 | 3.72 | 0.16 | 3.74 | 0.31 | 8.56 | 30.74 | 0.93 | 0.16 | 0.11 | 0.20 | 14.53 | 0.49 | 99.56 | — | 0.2172 |

Примечание. Прочерк – отсутствие данных. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ВИМС МГ СССР (аналитики – З.И. Белоусова, В.Р. Баласина, В.М. Лурье). М = MgO/CaO + MgO, вес. % – коэффициент доломитности [Злобин, 1988].

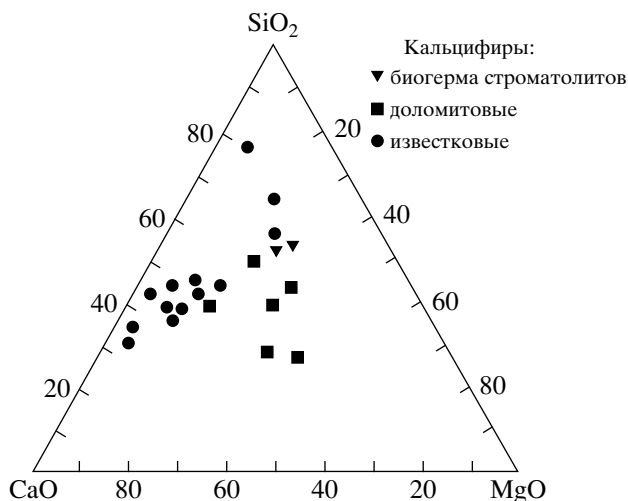


Рис. 3. Диаграмма SiO₂-CaO-MgO для кальцифиров гранулитового комплекса.

(мраморы, кальцифиры) распространены более широко. Так, на Анабарском щите в разрезе хапчанской серии верхнего архея метакарбонатные породы составляют 3–10% от суммарной мощности серии, на Алданском щите подобные отложения составляют в целом около 1/4 от всего разреза метаосадочных пород, довольно широко метакарбонатные породы распространены на Украинском щите, в Южном и Западном Прибайкалье (слюдянская, ольхонская серии), на Памире

(горанская серия) и ряде других регионах Земли [Виноградов, 1975; Злобин, 1988; Христофорова, 1990; Макрыгина и др., 1994 и др.].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛЬЦИФИРОВ

Изученные метакарбонатные породы по содержаниям CaO и MgO и их соотношениям подразделяются на две группы: доломитовые и известковые (кальцитовые) кальцифиры, а по количеству силикатной примеси – на силикатно-карбонатные (CO₂ = 20–30%) и карбонатно-силикатные (CO₂ < 20%) (см. табл. 1, рис. 3). По коэффициенту доломитности (M = MgO/CaO + MgO, вес. %) [Злобин, 1988] изученные породы образуют ряд от доломитовых известняков до доломитов и весьма редко магнезиальных доломитов (M > 0.42) (см. табл. 1). Расположение фигуративных точек изученных кальцифиров на диаграмме МА'К [Предовский, 1980] свидетельствует, что большинство данных пород относится к вулканогенно-осадочным фациям (рис. 4).

Проведенные литохимические пересчеты метакарбонатных пород на их исходный минеральный состав, по методике О.М. Розена [Розен и др., 1999], показали, что первичными отложениями, по-видимому, были в основном песчано-карбонатные осадки. При этом, обломочная часть состояла, главным образом, из кварца, в меньшем количестве присутствовал кислый плагиоклаз и весьма редко – калиевый полевой шпат (табл. 2).

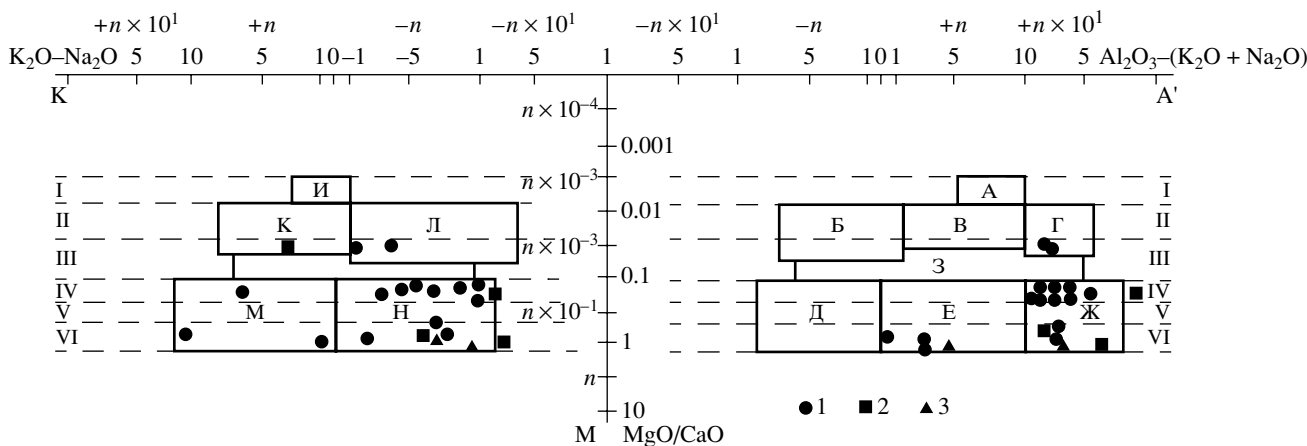


Рис. 4. Диаграмма МА'К [Предовский, 1980] для кальцифиров гранулитового комплекса.

1 – доломитовые и известковые кальцифиры [данные автора], 2 – кальцифиры Колвицкой зоны [Козлов и др., 1990], 3 – пироксеновые кальцифиры биогерма строматолитов [Ивлиев, 1971].

Градации по соотношению Mg к Ca: I – известняки с минимальным содержанием Mg; II – известняки обычные; III – слабомагнезиальные известняки; IV – доломитовые известняки; V – известковые доломиты; VI – доломиты. А, И – известняки стабильных зон седиментации с минимальным содержанием Mg и силикатной примеси; Б, К – обычные известняки; Г, Л – глинистые и чистые известняки; Б, Л – известняки отдельных вулканогенно-осадочных фаций, известковые туфы; О, З – слабомагнезиальные известняки (от содержащих терригенную глинистую примесь до пород удаленных вулканогенно-осадочных фаций); Д, Е, Ж в сочетании с М – доломитовые известняки, известковые доломиты и доломиты в составе терригенно-осадочных фаций; Д, Е, Ж в сочетании с Н – те же породы, но в вулканогенно-осадочных фациях.

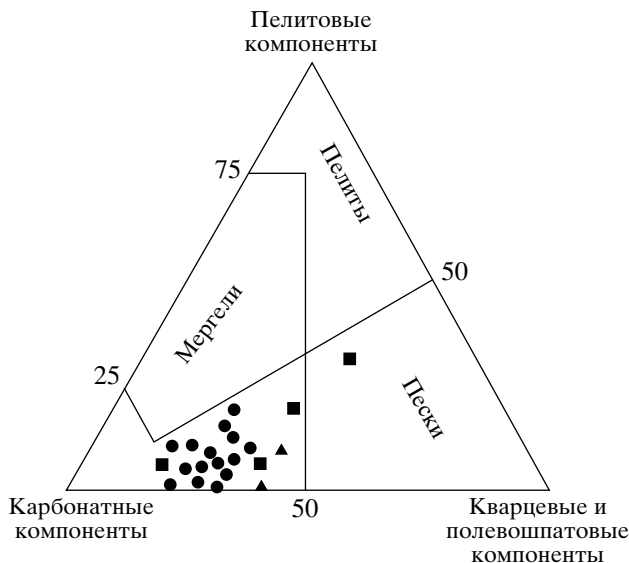


Рис. 5. Диаграмма карбонатные–пелитовые–кварц–полевошпатовые компоненты для нормативного минерального состава метакарбонатных пород гранулитового комплекса. Условные обозначения см. рис. 4.



Рис. 6. Диаграмма Ф. Петтиджона (полевошпатовые–пелитовые–кварцевые компоненты) для исходного силикатного состава кальцифиров гранулитового комплекса.

Глинистая составляющая осадка была, вероятно, представлена небольшим количеством гидрослюда и хлорита, и практически полностью отсутствовали каолинит и смектиты (нормативный монтмориллонит, см. табл. 2), а карбонатная компонента состояла, в основном, из кальцита и доломита (см. табл. 2).

Таким образом, среди исходных карбонатных отложений гранулитового комплекса максимально был развит ряд карбонатные–песчаные (алевритовые) осадки. Это подтверждается и расположением фигуративных точек исследованных пород на диаграмме: карбонатные–пелитовые–песчаные компоненты, где все точки проанализированных пород лежат в поле карбонатов и вблизи поля песчаных пород и ни одна точка не попадает в поле глинисто-карбонатных отложений (мергелей) (рис. 5). Примерно такая же картина наблюдается и на модифицированной диаграмме Ф. Петтиджона: полевошпатовые–пелитовые–кварцевые компоненты, на которой фигуративные точки исходных отложений ложатся в поля граувакк, субграувакк, кварцевых песчаников, и лишь приближаются к полю пелитов (рис. 6).

Для всех изученных метакарбонатных пород комплекса характерной чертой является преобладание FeO над Fe_2O_3 , иногда весьма существенное, а также увеличение содержания ряда петрогенных окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O) с уменьшением количества CaO и MgO , обусловленное привнесом терригенного и вулканогенно-терригенного материала в карбонатные отложения.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛЬЦИФИРОВ

Проведенное изучение содержаний ряда малых и редких элементов в кальцифирах комплекса (табл. 3) показало, что концентрации некоторых микроэлементов **группы железа** (Cr , Ti , Co , V , Sc) довольно хорошо коррелируется с SiO_2 и Al_2O_3 (рис. 7), что может свидетельствовать о поступлении этих микроэлементов в составе терригенной и вулканогенно-терригенной примеси. Также отмечается корреляция Ni с суммарным Fe . Повышенные содержания микроэлементов данной группы, а также Cu и Ba в пробе М-509 (см. табл. 1, 3), по-видимому, объясняются значительным поступлением в исходные отложения силикатного материала, с которым и были связаны эти микроэлементы.

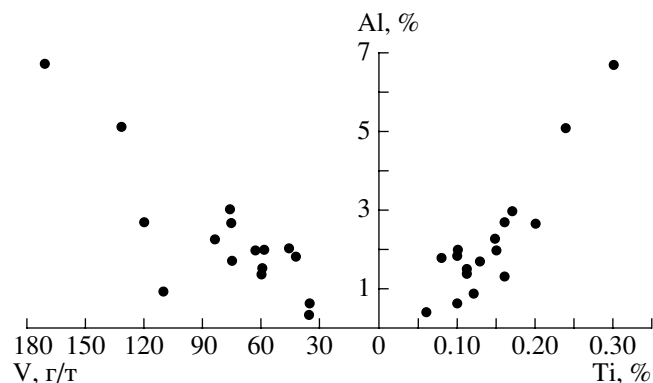


Рис. 7. Соотношение V и Ti с Al в кальцифирах гранулитового комплекса.

Таблица 2. Нормативный минеральный состав кальцифиров гранулитового комплекса

| Компоненты исходных пород | Кальцифиры | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------|----------------|-------|-------|-------|-------|----------|-------|-------|-------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Колвицкой зоны | | | | | биогерма | | | | доломитовые | | | | | известковые | | | | | |
| | 283-Б | М-514 | М-740 | М-509 | 1 | 543 | ПБ-1 | ПБ-3 | СЕ-12 | 143Ж | ПЗ-55 | ПЗ-63 | ПБ-17 | ПЗ-59 | 143З | СЕ-14 | ПЗ-43 | ПБ-16 | 143Л | ПБ-23 |
| Минералы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| Кварц | 14.98 | 24.03 | 33.45 | 29.67 | 32.69 | 37.94 | 13.41 | 14.91 | 24.23 | 28.25 | 27.29 | 16.92 | 15.58 | 19.27 | 18.51 | 21.79 | 20.55 | 24.07 | 22.62 | 21.93 |
| Плагиоклаз | 1.09 | 15.55 | 4.38 | 14.12 | 5.96 | 2.11 | 1.18 | 0.44 | 4.79 | 1.53 | 5.43 | 2.12 | 7.76 | 2.00 | 5.01 | 1.54 | 3.62 | 2.01 | 3.44 | 1.91 |
| Ортоклаз | - | - | - | - | - | - | 1.04 | 5.23 | 1.64 | - | - | - | - | - | - | 2.67 | - | - | - | - |
| Сумма | 16.07 | 39.58 | 37.83 | 43.79 | 38.65 | 40.05 | 15.63 | 20.58 | 30.66 | 29.78 | 32.72 | 19.04 | 23.34 | 21.27 | 23.52 | 26.00 | 24.17 | 26.08 | 26.06 | 23.84 |
| Каолинит | - | - | - | - | - | 0.56 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Гидрослюда | 3.55 | 5.67 | 3.40 | 7.68 | 2.38 | - | 0.89 | - | 0.27 | 0.99 | 3.10 | - | 1.34 | - | 0.65 | 3.07 | 1.34 | 1.95 | 0.64 | 0.30 |
| Монтмо-риллонит | - | - | - | 7.77 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Хлорит | 3.71 | 11.28 | 1.57 | 16.82 | 2.67 | - | - | - | - | 5.62 | 5.55 | 9.96 | 4.97 | 9.31 | 6.21 | - | 15.56 | 6.08 | 14.13 | 18.31 |
| Серпентин | - | - | - | - | 4.11 | 0.40 | 9.06 | - | - | 0.43 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 7.26 | 16.95 | 4.97 | 32.27 | 9.16 | 0.96 | 9.95 | - | 0.27 | 7.04 | 8.65 | 9.96 | 6.31 | 9.31 | 6.86 | 3.07 | 16.90 | 8.03 | 14.77 | 18.61 |
| Гётит | - | - | - | - | 1.80 | 1.09 | 3.25 | - | 1.17 | 2.92 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Пирролизит | - | - | - | - | 0.07 | 0.07 | 0.27 | - | 0.21 | 0.23 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | - | - | - | - | 1.87 | 1.16 | 3.52 | - | 1.38 | 3.15 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Кальцит | 64.32 | - | - | 18.26 | - | - | - | 2.31 | - | - | 7.42 | 68.72 | 45.40 | 48.26 | 43.71 | 29.32 | 56.03 | 61.42 | 41.35 | 42.30 |
| Доломит | 5.16 | 26.85 | 46.75 | - | 49.92 | 57.81 | 70.33 | 67.35 | 62.90 | 59.43 | 39.66 | 0.44 | 14.38 | 13.70 | 17.43 | 36.13 | 1.25 | 1.76 | 10.90 | 9.00 |
| Анкерит | 6.60 | 11.21 | 6.39 | 4.90 | - | - | - | 9.42 | 4.31 | - | 10.21 | 0.78 | 9.31 | 6.21 | 7.24 | 4.54 | 0.38 | 1.80 | 5.82 | 5.05 |
| Сидерит | - | 4.69 | 3.58 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Родохрозит | 0.55 | 0.38 | 0.35 | 0.32 | - | - | - | 0.20 | - | - | 0.54 | 0.53 | 0.71 | 0.59 | 0.60 | 0.11 | 0.52 | 0.40 | 0.68 | 0.66 |
| Сумма | 76.63 | 43.13 | 57.07 | 23.48 | 49.92 | 57.81 | 70.33 | 79.28 | 67.21 | 59.43 | 57.82 | 70.47 | 69.80 | 68.76 | 68.98 | 70.10 | 58.18 | 65.38 | 58.75 | 57.01 |
| Минералы Ti, P и др. | 0.04 | 0.34 | 0.13 | 0.46 | 0.40 | 0.03 | 0.57 | 0.14 | 0.48 | 0.60 | 0.80 | 0.53 | 0.55 | 0.66 | 0.64 | 0.83 | 0.75 | 0.51 | 0.42 | 0.54 |

Примечание. Прочерк – отсутствие минерала. Порядковые номера в данной таблице отвечают номерам таблицы 1.

Вероятные типы исходных пород: 1 – глинисто-песчано-известковые, 2 – глинисто-песчано-карбонатные, 3 – кварцево-карбонатные, 4 – карбонатно-глинисто-песчаные, 5 – глинисто-песчано-доломитовые, 6 – песчаные доломиты, 7 – глинисто-песчаные доломиты, 8 – песчаные доломиты, 9 – песчаные доломиты, 10 – глинисто-песчаные доломиты, 11 – глинисто-песчано-карбонатные, 12 – глинисто-песчано-известковые, 13–15 – глинисто-песчано-карбонатные (существенно известковые), 16 – песчано-карбонатные, 17 – глинисто-песчано-карбонатные (существенно известковые), 18 – глинисто-песчано-известковые, 19 – глинисто-песчано-карбонатные (существенно известковые), 20 – глинисто-песчано-карбонатные (существенно известковые).

Пересчеты кальцифиров на нормативный минеральный состав проведены по методике [Розен и др., 1999].

Таблица 3. Содержание ряда элементов в кальцифирах гранулитового комплекса и породах фанероза

| № п/п | № обр. | Cr | Ni | Co | V | Cu | P | Sc | Mo | Pb | Zr | B | Ba | Sr | Rb | Li | F | Ti | Mn | Fe | Al |
|--|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|----|-----|------|-----|------|-----|------|------|------|------|------|------|
| Кальцифиры Кольцевой зоны [Козлов и др., 1990] | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | M-514 | 140 | 74 | 26 | 130 | 11 | - | - | - | - | - | 10 | 220 | 180 | - | - | - | 0.24 | 0.20 | 8.80 | 5.21 |
| 2 | M-740 | 35 | 41 | 10 | 46 | 5 | - | - | - | - | - | 6 | 160 | 180 | - | - | - | 0.10 | 0.22 | 4.82 | 1.99 |
| 3 | M-509 | 170 | 210 | 43 | 170 | 170 | - | - | - | - | - | - | 840 | 310 | - | - | - | 0.30 | 0.16 | 6.22 | 6.72 |
| Доломитовые кальцифиры [данные авторов] | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | ПБ-1 | 17 | - | 5 | 36 | - | 9 | 27 | - | - | - | 20 | 100 | 1100 | 20 | 1.9 | 1500 | 0.06 | 0.15 | 2.46 | 0.43 |
| 5 | ПБ-3 | 41 | 18 | 16 | 35 | 20 | 44 | 10 | 3 | 17 | 30 | 26 | 150 | 480 | 90 | 16.0 | 1800 | 0.10 | 0.12 | 2.85 | 0.65 |
| 6 | СЕ-12 | 100 | 85 | 22 | 110 | 90 | 1047 | 32 | - | 51 | 70 | 32 | 90 | 1430 | 10 | 22.0 | - | 0.12 | 0.15 | 2.34 | 0.90 |
| 7 | ПЗ-55 | 67 | 50 | 5 | 83 | 50 | 480 | 25 | - | - | - | 8 | 360 | 540 | 30 | 7.2 | - | 0.15 | 0.26 | 3.54 | 2.26 |
| Известковые кальцифиры [данные авторов] | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 8 | ПЗ-63 | 57 | 25 | 5 | 60 | - | 916 | 20 | - | - | - | 7 | 100 | 680 | - | 1.6 | - | 0.11 | 0.29 | 2.77 | 1.43 |
| 9 | ПБ-17 | 72 | 45 | 22 | 58 | 40 | 786 | 15 | 4 | 15 | 40 | 12 | 160 | 480 | 10 | 16.0 | 470 | 0.15 | 0.36 | 3.63 | 2.02 |
| 10 | ПЗ-59 | 58 | 27 | 5 | 74 | 40 | 786 | 30 | - | - | - | 12 | 230 | 840 | - | 4.2 | 420 | 0.13 | 0.32 | 3.32 | 1.71 |
| 11 | 143 ^л | 32 | - | 5 | 42 | 32 | 611 | 16 | - | - | - | 5 | 250 | 425 | 10 | 8.4 | 280 | 0.08 | 0.33 | 3.16 | 1.81 |
| 12 | СЕ-14 | 60 | 10 | 6 | 60 | 80 | 1178 | 30 | 1 | 25 | 70 | 20 | 380 | 600 | 40 | 20.0 | - | 0.16 | 0.08 | 1.48 | 1.27 |
| 13 | ПЗ-43 | 70 | 17 | 5 | 120 | - | 829 | - | - | - | - | 16 | 300 | 660 | - | 37.0 | 430 | 0.20 | 0.29 | 3.74 | 2.70 |
| 14 | ПБ-16 | 47 | 13 | 5 | 61 | - | 786 | 27 | - | - | - | - | 150 | 480 | - | - | - | 0.11 | 0.21 | 2.10 | 1.54 |
| 15 | 143 ^л | 38 | 63 | 40 | 75 | - | - | 16 | 2 | 6 | - | - | 180 | 380 | - | 3.0 | 600 | 0.16 | 0.39 | 4.31 | 2.69 |
| 16 | ПЕ-23 | 7 | 52 | 24 | 75 | 55 | 698 | 20 | 2 | 16 | 40 | 19 | 200 | 700 | 20 | 7.8 | 720 | 0.17 | 0.41 | 5.03 | 3.05 |
| 17 | ПЗ-73 | 60 | 60 | 5 | 63 | - | 480 | 21 | - | - | 100 | 6 | 190 | 560 | - | 8.2 | 760 | 0.10 | 0.24 | 3.02 | 1.97 |
| Породы фанероза: осадочные [Ронов, Мигдисов, 1996], изверженные [Овчинников, 1990] | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Песчаники | 36 | 23 | 8.6 | 59 | 23 | 480 | 9 | 0.7 | 22 | 196 | 86 | 455 | 154 | 76 | 21.0 | 363 | 0.33 | 0.08 | 2.24 | 4.22 |
| | Карбонаты | 13 | 6 | 2.1 | 16 | 7 | 349 | 2.2 | - | 20 | 32 | 61 | 63 | 325 | 15 | 10.0 | 581 | 0.06 | 0.04 | 0.78 | 0.75 |
| | Базальты | 180 | 140 | 48 | 240 | 92 | 1300 | 30 | 1.4 | 6 | 130 | 5 | 290 | 460 | 37 | 15.0 | 400 | 1.07 | 0.17 | 8.56 | 8.22 |
| | Андезиты | 54 | 41 | 14 | 140 | 43 | 1350 | 18 | 1.0 | 11 | 170 | 12 | 410 | 410 | 80 | 27.5 | 500 | 0.61 | 0.12 | 5.36 | 8.95 |
| | Граниты | 5.6 | 3.5 | 1 | 38 | 10 | 600 | 6.5 | 1.5 | 19 | 180 | 12.5 | 750 | 150 | 180 | 37.0 | 820 | 0.16 | 0.04 | 1.56 | 7.27 |

Примечание. Прочерк – отсутствие данных. Содержание Ti, Mn, Fe, Al – в процентах, остальные – в г/т. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ВИМС МГ СССР (аналитики: К.В. Барсуку, О.А. Плотникова, Н.В. Павлова).

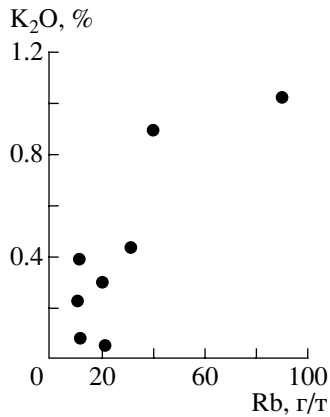


Рис. 8. Соотношение Rb с K_2O в кальцифирах гранулитового комплекса.

По небольшому количеству имеющихся определений таких микроэлементов, как Mo, Pb, Zr, Rb (см. табл. 3), все же можно предположить, что они были связаны с материалом пород среднего-кислого состава, поступавшим в палеобассейн седиментации. При этом, в исследованных породах наблюдается прямая корреляционная зависимость содержаний Rb от содержаний K_2O (рис. 8), характерная для осадочных отложений фанерозоя и которую, как видно, не нарушил метаморфизм гранулитовой фации.

Содержание бора в изученных породах значительно меньше (в среднем 17 г/т в доломитовых и 12.1 г/т в известковых разностях кальцифиров), чем в осадочных породах фанерозоя Русской плиты – 61 г/т в карбонатных отложениях и 86 г/т в алевропесчаных [Ронов, Мигдисов, 1996]. Однако, по данным ряда других авторов [Юдович, 1980; Овчинников, 1990 и др.], содержание В в осадочных породах фанерозоя несколько меньше: 18–20 г/т в карбонатах и 35 г/т в песчаниках, что не намного превышает концентрацию В в изученных кальцифирах.

Содержание Ва в изученных кальцифирах (см. табл. 3) иногда значительно превосходит содержание этого микроэлемента в карбонатных отложениях фанерозоя, которое, по данным разных авторов, колеблется в довольно широких пределах – 63–120 г/т [Ронов, Мигдисов, 1996; Condie et al., 1991; Юдович, 1980]. При этом, для изученных метакарбонатных пород характерно сравнительно равномерное распределение Ва в различных типах кальцифиров: доломитовые – 100–360 г/т, среднее – 198 г/т, известковые – 100–380 г/т, среднее – 214 г/т. Можно предположить, что в исходные отложения Ва, в основном, поступал в составе силикатного (терригенного, вулканогенно-терригенного) материала, что подтверждается корреляционной зависимостью Ва от содержаний $SiO_2 + Al_2O_3$ (рис. 9).

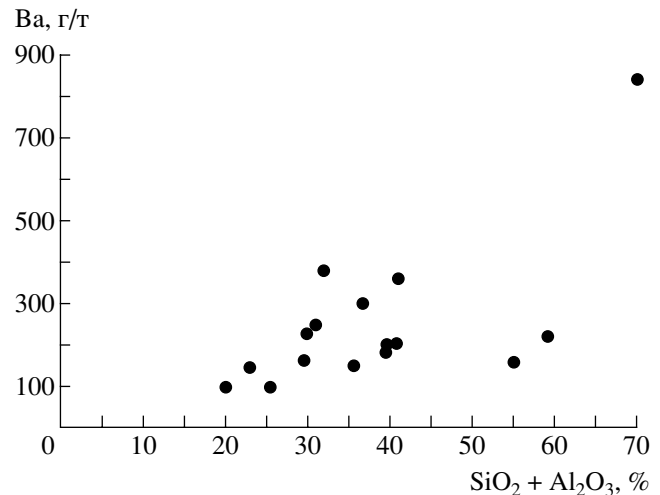


Рис. 9. Соотношение Ва с $SiO_2 + Al_2O_3$ в кальцифирах гранулитового комплекса.

Содержания Sc в кальцифирах гранулитового комплекса (10–32 г/т, среднее по 13 пробам – 22.2 г/т) ближе к содержанию этого микроэлемента в базитах (кларк – 30 г/т), чем в осадочных породах фанерозоя (песчаники – 9 г/т, карбонатные отложения – 2.2 г/т). При этом, содержания Sc в кислых гранулитах (существенно гранат-кварц-полевошпатовых породах) комплекса колеблются в таких же пределах, как и в кальцифирах (3–35 г/т), но среднее значение несколько ниже – 15.8 г/т. Близкое значение для кислых гранулитов получено и другими авторами [Минц и др., 1994] – 14 г/т Sc (по 6 анализам). Таким образом, оказывается, что содержание Sc в метакарбонатных породах (кальцифирах) комплекса оказывается выше, чем в силикатных породах – кислых гранулитах, что, видимо, является характерной особенностью пород данного комплекса. Например, в породах хапчанской серии Анабарского щита характер распределения Sc другой: в гранатовых гнейсах и гранулитах содержания Sc колеблются в пределах 2–35 г/т, среднее – 14.3 г/т, что отвечает средним содержаниям и пределам колебаний Sc в гранулитах Балтийского щита, а в метакарбонатных породах содержания Sc значительно ниже (2–15 г/т, среднее по 12 анализам – 6.8 г/т).

Из всего вышеизложенного следует, что в период формирования метакарбонатных отложений гранулитового комплекса Балтийского щита поступающий материал был более обогащен Sc, чем материал формирующихся существенно песчаных осадков, кислых гранулитов, а также карбонатных осадков хапчанской серии Анабарского щита.

Mn – характерный элемент карбонатных отложений. В исследованных породах его содержание колеблется в широких пределах (0.08–0.41% Mn)

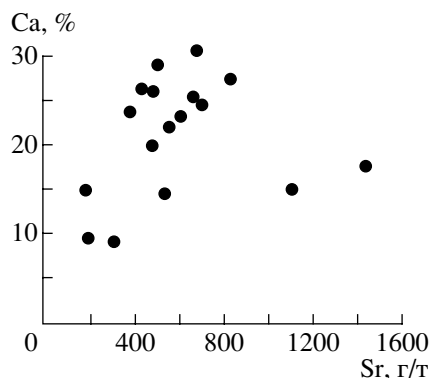


Рис. 10. Соотношение Sr с Ca в кальцифирах гранулитового комплекса.

(см. табл. 3), но, при этом, концентрация Mn всегда выше, чем в карбонатных породах фанерозоя (0.04–0.07% Mn) [Ронов, Мигдисов, 1996 и др.]. В изученных кальцифирах содержание Mn в известковых разностях (среднее – 0.29%) превышает таковое в доломитовых (среднее по 7 пробам – 0.18%). Можно заметить, что в фанерозойских породах доломиты, содержащие более низкие концентрации Mn, чем известняки, принято считать седиментационно-диагенетическими, сформировавшимися по исходному известковому осадку [Юдович, 1981].

По данным [Ронов, Ермишкина, 1959], повышенное количество Mn в карбонатных породах свидетельствует о гумидном климате, а пониженное – об аридном. Эта закономерность отмечается и в метакарбонатных породах (мраморы, кальцифиры) хапчанской серии Анабарского щита, сформировавшихся в палеобассейне с признаками эвапоритизации [Злобин, 1988], в которых содержание MnO колеблется в пределах 0.01–0.24% (среднее по 30 анализам – 0.038%).

Таким образом, по содержанию Mn в исследованных кальцифирах гранулитового комплекса Балтийского щита можно предположить, что исходные карбонатные отложения сформировались в условиях палеоклимата гумидного типа, в палеобассейне нормальной солености.

Sr является одним из карбонатфильных микроэлементов и геохимически связан с Ca, что объясняется близостью размеров ионных радиусов этих элементов (Ca = 1.04 Å, Sr = 1.20 Å) и возможностью Sr замещать Ca в кристаллической решетке карбонатных минералов. В кальцифирах комплекса также отмечается корреляционная зависимость содержания Sr от количества Ca (рис. 10), что свидетельствует о том, что даже метаморфизм гранулитовой стадии (750–900°C, P = 8–10 кбар) не полностью нарушил связь Sr с Ca, весьма характерную для осадочных и слабометаморфизованных пород фанерозоя и докембрия.

Кларк Sr в карбонатных отложениях фанерозоя 540 г/т [Овчинников, 1990], а рассчитанное

среднее содержание Sr в карбонатных породах фанерозоя (Русской и Китайской) платформ равно – 325 г/т [Ронов, Мигдисов, 1996]. В публикациях других авторов средние содержания Sr в карбонатных отложениях отличаются от этих данных: 450 г/т [Юдович, 1980] и 400 г/т [Condie et al., 1991].

Таким образом, содержание Sr в кальцифирах гранулитового комплекса несколько повышено относительно всех этих значений, причем в доломитовых разностях количество Sr несколько выше (603 г/т, Ca = 14.46%), чем в известковых (580.5 г/т, Ca = 25.84%). Такое распределение Sr, вероятно, является характерной особенностью исследованных пород гранулитового комплекса. Общее повышенное содержание Sr, а также более высокое его содержание именно в доломитовых разностях, вероятно, указывают на относительно высокую соленость вод палеобассейна седиментации.

Содержание Li в изученных метакарбонатных породах колеблется в довольно широких пределах (1.6–37.0 г/т), среднее по 13 пробам – 11.8 г/т, причем в силикатных породах (кислых гранулитах) этого же комплекса содержание Li, по данным авторов, несколько ниже (вариации от 4.4 г/т до 19.0 г/т, среднее по 13 пробам – 8.6 г/т). В то же время, кислые гранулиты, гранатовые гнейсы хапчанской серии Анабарского щита содержат несколько больше Li, чем метакарбонатные породы [Злобин, 1988]. Силикатные породы фанерозоя также обогащены Li (глинистые сланцы 65–69 г/т, песчаники – 20–21 г/т), по сравнению с карбонатными отложениями (6.9–10.0 г/т) [Овчинников, 1990; Ронов, Мигдисов, 1996]. Это объясняется близостью размеров ионных радиусов ряда элементов (Li – 0.68 Å, Mg²⁺ – 0.74 Å, Al³⁺ – 0.57 Å, Fe²⁺ – 0.80 Å) и, соответственно, концентрацией Li в магнезиально-железистых (амфибол, биотит и др.) и алюмосицикатных (мусковит, гидрослюда и др.) минералах.

Таким образом, несколько повышенные содержания Li в кальцифирах относительно кислых гранулитов, видимо, являются характерной особенностью пород гранулитового комплекса Балтийского щита. Возможно, это объясняется более значительным содержанием Li в материале, поступавшем в палеобассейн седиментации в период формирования пород нижней толще, а также присутствием в кальцифирах минералов-носителей Li (пироксены, амфиболы, флогопит и др.) В эпоху же формирования осадочных отложений верхней толще Li, по-видимому, поступало в палеобассейн несколько меньше и минеральный состав кислых гранулитов (существенно кварц-полевошпатовый до 84–92%, по данным [Бибикина и др., 1993]) не способствовал (кроме биотита) концентрации данного микроэлемента.

Концентрация F в кальцифирах комплекса колеблется от 280 до 1800 г/т, причем максимальные содержания (1500–1800 г/т F) приурочены к доломитовым разностям. Можно отметить, что повышенные количества F в доломитовых кальцифирах отмечаются и в других регионах: до 1700–2000 г/т (среднее – 1300 г/т) в ангинской серии Западного Прибайкалья [Макрыгина и др., 1994], а в метакарбонатных породах Анабарского щита содержание F достигает 2200–2600 г/т, что связывается с эвапоритизацией вод палеобассейна [Злобин, 1988 и др.]. Известковые разности кальцифиров гранулитового комплекса также содержат (хотя и не в такой мере, как доломитовые) значительные количества F (см. табл. 3), среднее содержание в них F, равное 526 г/т (по 7 пробам), заметно выше кларка в карбонатах фанерозоя (330 г/т) [Овинников, 1990], но довольно близко к количеству F в карбонатных породах Русской плиты – 581 г/т. При этом, в изученных кальцифирах содержания F довольно хорошо коррелируется с Mg (рис. 11), что, по данным ряда авторов [Ронов и др., 1974 и др.], характерно для карбонатных пород аридных зон.

Пределы колебания **содержания P** в изученных метакарбонатных породах комплекса весьма широкие (9–1178 г/т), причем максимальные вариации присущи доломитовым разностям (см. табл. 3). Среднее содержание P в известковых кальцифирах, равное 786 г/т (по 9 пробам), более чем в 2 раза выше такового в карбонатных породах фанерозоя (349 г/т). Повышенное содержание P в исследованных породах, по-видимому, указывает на то, что в составе вулканогенно-терригенного материала, поступавшего в палеобассейн седиментации, существенную часть составлял материал средних-основных пород, в которых концентрация P достигает 1300–1350 г/т [Овчинников, 1990].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из данных таблицы 1, а также проведенных литохимических пересчетов (см. табл. 2), все изученные породы, за редким исключением, первоначально были представлены песчаными, песчанистыми карбонатными (известковыми, доломитовыми) осадками, в которых глинистая компонента, в большинстве случаев, не играла существенной роли. Материал, поступавший в палеобассейн седиментации, был, по-видимому, относительно слабо дифференцирован, на что указывает постоянное присутствие в исходных отложениях гидрослюда, хлорита, а также, иногда, существенных количеств (до 14–15%) плагиоклаза (см. табл. 2). Можно предположить, что подобные отложения формировались в прибрежной части палеобассейна, откуда тонкозернистый глинистый материал выносился в более глубокие

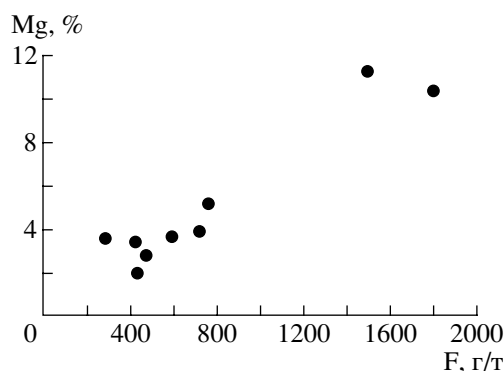


Рис. 11. Соотношение F с Mg в кальцифирах гранулитового комплекса.

его части. О небольших глубинах говорит и находка биогерма строматолитов, которые формировались в пределах зоны фотосинтеза [Серебряков, Семихатов, 1975].

Повышенные содержания ряда индикаторных элементов (Fe, Mn, Cr, Co, P, Pb и др.) в кальцифирах (см. табл. 3) могут указывать, что материал, поступавший в палеобассейн седиментации, был производным широкого круга пород: основные-средние-кислые, а значительные концентрации таких микроэлементов, как Cr (до 100–170 г/т), Ni (до 85–210 г/т), Co (до 40–43 г/т), присутствие, иногда, серпентина и гетита (см. табл. 2), видимо, могут свидетельствовать о примеси и ультраосновного материала.

Наличие в составе кальцифиров, а также других метаморфических пород комплекса (гранулитов, сланцев) графита, обнаружение следов жизнедеятельности простейших организмов (строматолитов), изотопный состав углерода, отвечающий изотопному составу углерода морских водорослей [Ивлиев, 1977], свидетельствуют о биогенной природе хотя бы части углеродистого вещества (графита) и развитой органической жизни в палеобассейне. При этом, во многих метакарбонатных отложениях докембрия земного шара также наблюдается углеродистое вещество (графит), биогермы строматолитов, онколиты, органические соединения, проявления битумоидов [Серебряков, Семихатов, 1975; Виноградов, 1975; Сафронов, 1981; Сафронов, Степанова, 1993; Сафронов, Ивлиев, 1995; Злобин, 1988; Христофорова, 1990; Макрыгина и др., 1994 и др.].

Отмечаемая в исследованных породах прямая корреляционная зависимость между содержаниями Ti, Cr, V и Al_2O_3 свидетельствует о поступлении данных микроэлементов в составе терригенного и вулканогенно-терригенного материала. При этом, корреляционная связь Rb и K характерна именно для нормально-осадочных отложений, так как при процессах метасоматоза данная связь

нарушается [Макрыгина, Петров, 1971], то есть изученные породы гранулитового комплекса являются производными первично-осадочных, а не метасоматических образований. Это подтверждается и значительными содержаниями Sc в тех же породах комплекса (см. табл. 3), так как метасоматические породы обычно “обеднены” этим микроэлементом. Так, метасоматические диопсидовые породы Алданского щита содержат Sc в пределах 2–8 г/т [Крылова и др., 1975].

Положительная корреляция Ba с $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 7) свидетельствует о его поступлении в составе силикатного материала и условиях седиментации без признаков эвапоритизации, в последнем случае Ba был бы связан с карбонатным веществом пород. Повышенные содержания MnO в изученных кальцифирах (см. табл. 1, 3) указывают, по данным [Ронов, Ермишкина, 1959], на палеоклимат гумидного типа. Это подтверждается и сравнением с метакarbonатными породами хапчанской серии Анабарского щита, являющихся производными эвапоритизированного палеобасейна [Злобин, 1988], в которых среднее содержание MnO равно 0.038% (по 30 анализам), что довольно близко к содержаниям MnO в карбонатных отложениях аридной зоны (0.041%) [Ронов, Ермишкина, 1959].

Можно предположить, что процесс седиментации проходил при гумидном-семигумидном палеоклимате в опресненном палеобасейне лагунного типа, в котором временами происходило повышение солёности вод. Об этом говорят широкие вариации содержания ряда индикаторных микроэлементов Li, Sr, F (см. табл. 3), значения отношения Sr/Ba, а также значения величины $V^* = 8.5 \times V/\text{K}_2\text{O}$, колеблющиеся в пределах 82–680, причем значения V^* до 300 свидетельствуют о пресных водах, 300–600 – солоноватых и более 600 – нормально солёных [Walker, Price, 1963].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Совокупность признаков, таких как тонкое переслаивание, небольшие мощности кальцифиров, иногда линзовидная форма их нахождения, присутствие, главным образом, песчаных разновидностей кальцифиров, свидетельствует о мелководности палеобасейна седиментации. На небольшие глубины указывают также обнаруженный биогерм строматолитов, которые, как известно, формировались в литоральных-сублиторальных зонах палеобасейнов [Серебряков, Семихатов, 1975], и высокие содержания MnO (до 0.50–0.53%) [Ронов, Ермишкина, 1959].

2. Присутствие в составе изученных отложений углеродистого вещества (графита), иногда значительных содержаний $S_{\text{общ}}$ (до 0.20–0.26%), а также постоянное превышение FeO над Fe_2O_3 сви-

детельствует о восстановительных условиях осадконакопления в палеобасейне.

3. Наличие графита в составе пород гранулитового комплекса, находка следов жизнедеятельности микроорганизмов (строматолитов), данные изотопных определений углерода говорят о наличии органической жизни в палеобасейне седиментации, чему способствовало значительное количество поступивших туда биологически важных микроэлементов (Fe, Mn, V, P и др.).

4. Повышенные содержания ряда петрогенных (Fe, Mn, и др.) и малых элементов (Cr, Ni, Co, P, Rb и др.) говорят, что терригенный, вулканогенно-терригенный материал, поступавший в палеобасейн, был производным широкого круга пород (ультраосновные-основные-средние-кислые).

5. Анализ данных о содержании ряда индикаторных элементов (Mn, Sr, Li, F), значение отношения Sr/Ba > 3, корреляционные зависимости между элементами, видимо, свидетельствуют о семигумидном-гумидном палеоклимате эпохи формирования исходных отложений и лагунном типе палеобасейна.

6. Значительное содержание Sc в изученных кальцифирах, положительная корреляция Rb с K_2O , Ti и V с Al указывают на первично-осадочное происхождение метакarbonатных пород гранулитового комплекса Балтийского щита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 02-05-64397.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // *Петрология*. 1993. Т. 1. № 2. С. 215–234.
- Виноградов В.И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии // *Проблемы осадочной геологии докембрия*. Кн. 2. Вып. 4. М.: Недра, 1975. С. 53–63.
- Виноградов Л. А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.
- Злобин В.Л. Геология, геохимия и генезис породных ассоциаций Анабарского щита: карбонатные и сопровождающие их породы // *Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли*. М.: Наука, 1988. С. 31–62.
- Ивлиев А.И. Находка строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова // *Докл. АН СССР*. 1971. Т. 198. № 3. С. 661–664.
- Ивлиев А.И. Геология метаморфических комплексов Лапландского гранулитового пояса (Сальные тундры, Кольский полуостров) / Автореф. дисс. ... канд-та геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 1977. 23 с.
- Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович М.И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты: ГИ КолФАН СССР, 1990. 168 с.
- Крылова М.Д., Дагелайский В.Б., Орловская К.В. Скандий в метаморфических комплексах докембрия //

- Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 2. Вып. 4. М.: Недра, 1975. С. 297–305.
- Макрыгина В.А., Петров Б.В. О поведении щелочных элементов в процессе прогрессивного метаморфизма пород // Геохимия. 1971. № 4. С. 415–426.
- Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия метакарбонатных пород Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1994. № 10. С. 1437–1450.
- Миц М.В., Фонарев В.И., Кониллов А.Н., Кунина Н.М. Геодинамическая обстановка формирования гранулитогнейсовых поясов // Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М.: Геокарт, 1994. С. 63–106.
- Миц М.В., Фонарев В.И., Кониллов А.Н. Лапландско-Колвицкий гранулитогнейсовый пояс // Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. С. 112–138.
- Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 1. С. 21–35.
- Ронов А.Б., Ермишкина А.И. Распределение марганца в осадочных породах // Геохимия. 1959. № 3. С. 206–226.
- Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Ермишкина А.И., Мигдисов А.А., Казаков Г.А., Марковникова М.Б. Геохимия фтора в осадочном цикле // Геохимия. 1974. № 11. С. 1587–1612.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Воскресенская Н.Т., Корзина Г.А. Геохимия лития в осадочном цикле // Геохимия. 1970. № 2. С. 131–162.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 5. С. 451–475.
- Сафронов В.Т. О биогенном происхождении углеродистого органического вещества карбонатных пород докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. М.: Наука, 1981. С. 97–102.
- Сафронов В.Т., Степанова Н.А. Карбонатные породы людовийского этапа раннего протерозоя Северо-Карельской синклинальной зоны (петро-геохимический аспект) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 2. С. 66–77.
- Сафронов В.Т., Ивлиев А.И. Петрохимические и геохимические особенности и условия формирования карбонатных пород протерозоя Байдарикского блока Центральной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 3. С. 323–330.
- Серебряков С.Н., Семихатов М.А. Фитогенные карбонатные породы рифея // Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 2. Вып. 4. М.: Недра, 1975. С. 173–175.
- Христофорова М.В. Геология и особенности формирования карбонатных пород западной части Украинского щита / Автореф. дисс. ... канд-та геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1990. 18 с.
- Юдович Я.Э. К геохимии карбонатных пород // Геохимия. 1980. № 6. С. 914–921.
- Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, earths Anabar Shield Siberia // Precamb. Res. 1991. № 50. P. 37–47.
- Walker C.T., Price N.B. Departure curves for computing palaeosalinity from boron in illites and shales // Bull. Assoc. Petrol. Geologists. 1963. V. 47. № 5. P. 833–841.