

О.М. РОЗЕН, А.А. АББЯСОВ, В.Л. ЗЛОБИН, В.Т. САФРОНОВ

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ: ПЕТРОГЕНЕЗИС, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИСХОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Метакарбонатные породы широко распространены в глубокометаморфизованных комплексах как продукт регионального и контактного метаморфизма и метасоматоза, воздействовавших на карбонатные отложения. Рассмотрены метакарбонатные породы из ареалов регионального метаморфизма для обобщения представительных химических данных по широкому спектру этих пород и их минеральному составу (на основании 361 химического и минералогического анализа). Седиментологическая интерпретация химизма на базе компьютерной программы MINLITH проведена с целью рассчитать дометаморфические минеральные составы и выявить доминирующие условия осадконакопления в палеобассейнах седиментации.

Предмет исследования авторов — карбонатные породы, подвергшиеся региональному метаморфизму. Однако подразделение типов метаморфизма не всегда достаточно отчетливо, а некоторые карбонатные породы, магнезиальные и железистые, чрезвычайно специфичны, что требует предварительных пояснений. Метакарбонатные породы могут образоваться под воздействием как регионального, так и локального метаморфизма. Вариации в режиме $P-T-X(\text{CO}_2)$, связанные с реакциями декарбонатизации и определяемые типом метаморфизма, приводят к возникновению различных минеральных ассоциаций. Метакарбонатные породы локального метаморфизма, образующиеся вследствие теплового влияния интрузий (контактовый метаморфизм [5]) и при воздействии просачивающихся флюидов (метасоматоз [4]), являются объектом самостоятельных исследований и далее не рассматриваются.

Специфические метакарбонатные отложения: сидеритовые и магнезитовые породы следует относить к регионально-метаморфизованным. Первые образуют слои до 60 м мощностью [14], а вторые — до 75 м [1] в позднедокембрийском магнезит-доломитовом разрезе вблизи Бакала и Сатки на западном Урале. В таких породах развита ассоциация серицита, талька, Mg-хлорита и кварца, соответствующая условиям пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма. Первоначально магнезит и сидерит накапливались в результате циркуляции диагенетических вод [1]. Сидеритовые породы также составляют значительную часть некоторых железорудных формаций [29], например, развитых на Верхнем Озере. При низкотемпературном метаморфизме такие породы содержат гриналит, шамозит и меннасотаит, при среднетемпературном — антофиллит, куммингтонит и клинопироксен, при высокотемпературном — ортопироксен и форстерит [3]. Сидеритовые и магнезитовые бассейны возникли в результате специфического режима осадконакопления в локальных бассейнах, ограниченного во времени эпохой докембрия, и подробно авторами не рассматриваются.

Регионально метаморфизованные карбонатные породы. Терминология регионально-метаморфизованных карбонатных пород не унифицирована. Например, Ван-де-Камп [30] подразделял метакарбонаты на мраморы (50—100% карбонатов), карбонат-силикатные (15—50) и пироксен-скаполитовые гнейсы (0—15). Другая схема предполагала, что мраморы содержат 85—100%, кальцифиры 15—85, а известково-силикатные породы 0—15 карбонатных минералов [11]. Обогащенные силикатами карбонатные породы именовались известковыми гранулитамы [27], диопсидовыми или скаполит-диопсидовыми гнейсами [26], карбонатными слюдяными сланцами, калиевошпат-пироксеновыми гнейсами и скаполитовыми пироксенитами [22, 24], известково-силикатными породами или гнейсами [15, 18]. Все используемые термины петрологически корректны, но основаны на локальных исследованиях и не могут составить базу для системной номенклатуры рассматриваемых пород.

В статье использованы подразделения, предложенные Международной подкомиссией по систематике метаморфических пород (SCMR CSP IUGS). Принятые классификационные подразделения включают мраморы (50—100% карбонатных минералов: кальцит, доломит, арагонит), в том числе чистые (бессиликатные) мраморы (95—100% карбонатных минералов) и силикатные мраморы (50—95% карбонатных минералов); известково-силикатные породы (0—50% карбонатных минералов), которые подразделяются на слабокарбонатные (0—5% карбонатов) и карбонатные известково-силикатные породы (5—50% карбонатных минералов) [6, 7].

Специфика проявления метаморфизма

Прогрессивная метаморфическая зональность описана в известковых граувакках [20]. Карбонатные (известковистые) граувакки при нарастающем метаморфизме от зеленосланцевой до амфиболитовой фации преобразуются из мусковит-хлорито-

вых карбонатных сланцев в карбонатные известково-силикатные породы. Содержания мусковита, хлорита и биотита снижаются от 20 об.% до 0, появляются амфибол и клинопироксен (до 17%), количества карбоната и плагиоклаза уменьшаются от 27 до 6% и от 26 до 18% соответственно, но к последнему добавляются 12% скаполита и цоизита, повышается содержание кварца от 30 до 38% [20]. Валовый состав породы практически не меняется: в среднем для 115 проб концентрации $\text{SiO}_2 = 65 \pm 1,0(\sigma)\%$, MgO и $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}} \sim 3 \pm 0,13(\sigma)\%$. Для Na_2O и K_2O разброс оказывается заметным при концентрациях $1,3 \pm 0,61(\sigma)\%$, так же как и для CaO , LOI. Значительные вариации содержаний указанных компонентов, очевидно, связаны с декарбонатизацией и выносом элементов [20].

В общем виде прогрессивная зональность метакarbonатов описана как переход от ассоциации мусковит—пренит—хлорит—эпидот—тремолит—На-плагиоклаз (\pm кварц—карбонат) к высокотемпературной ассоциации эпидот—гранат—тремолит—роговая обманка—клинопироксен—Са-плагиоклаз (\pm кварц—карбонат) [31]. Исследования показали, что изначальные слюдисто-хлорит-карбонатные сланцы с повышением степени метаморфизма превращаются в карбонатсодержащие клинопироксен-плагиоклаз (\pm кварц)-известково-силикатные породы, в которых преобладают Са-алюмосиликаты [20]. Исчезают ориентированные слоистые силикаты (слюды, хлорит), сланцеватость и породы трансформируются в гнейсы (со слабо выраженной плоскостной ориентировкой пластинчатых минералов) или гранофельзы, в которых плоскостная ориентировка минералов отсутствует. Подобный переход отражается и на систематике



Рис. 1. Диагностическая диаграмма метакarbonатных и ассоциированных с ними метаморфических пород. Карбонаты: кальцит, доломит, арагонит; Са-обогащенные минералы: плагиоклаз, скаполит, волластонит, клинопироксен, гроссуляр, везувиян, цоизит, пумпеллиит, пренит, ломонтит, лавсонит; силикаты: кварц, оливин, ортопироксен, амфибол, слюды, хлорит, тальк; породы включают структурные вариации: сланец и гнейс, в соответствии с наблюдаемой сланцеватостью или планарной ориентировкой пластинчатых минералов. Цифрами обозначены: мусковит-хлорит-карбонатный сланец (1), при прогрессивном метаморфизме превращенный в карбонат-цоизит-клинопироксеновую известково-силикатную породу (2) (по [20])

метакarbonатов (рис. 1). Таким образом, большая группа осадочных пород (песчаники и аргиллиты с карбонатной примесью) при метаморфизме полностью утрачивает изначальные черты, а по образовавшимся известково-силикатным породам, состоящим из плагиоклаза, клинопироксена и кварца, достаточно трудно и зачастую невозможно определить один из наиболее распространенных типов терригенных отложений.

Метаморфические реакции декарбонатизации в кремнистых доломитах в деталях рассмотрены Г. Винклером [33] применительно к разным температурам и давлениям. Для правильного понимания минеральных ассоциаций заметим, что реакции потери CO_2 приводят к появлению рассматриваемых пород в условиях зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также и эклогитовой фации, когда при низких температурах и высоких давлениях возникает кианит-тальковый парагенезис («белые сланцы» [22]). По мере углубления процесса декарбонатизации образуются такие минералы, как волластонит или гроссуляр по реакциям: $\text{Cc} + \text{Pl} (\text{An}) + \text{Qtz} \rightarrow \text{Grt} (\text{Grs}) + \text{CO}_2$ [16], $\text{Cc} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Wo} + \text{CO}_2$.

Изменения химического состава при метаморфизме. Валовый химический состав пород сохраняется при прогрессивном метаморфизме. На первый взгляд не наблюдаются значительные изменения в содержаниях SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O или K_2O [21]. Однако детальные исследования показали, что образование метакarbonатов сопровождается уменьшением количества щелочных металлов и увеличением отношения Na/K в соответствии с реакцией $\text{Kfs} + \text{CaO} \rightarrow \text{An} + \text{Qtz} + \text{K}_2\text{O}$ [22]. При переходе от зеленосланцевой к амфиболитовой фации в известковых граувакках наряду с последовательным снижением содержаний H_2O , CO_2 уменьшаются концентрации K_2O и Na_2O [20]. В средних составах образцов наиболее глубоко метаморфизованных пород содержатся только 18% K_2O и 31% Na_2O от исходных концентраций в породах низкой степени метаморфизма.

Натрий удаляется вследствие реакций гидролиза в системе минерал—флюид, в которых разрушение альбитового компонента в плагиоклазе приводит к образованию кварца, анортита и растворимого натрия во флюиде. Независимо от этого процесса калий удаляется при гидролизе в системе минерал—флюид (при разрушении биотита), при этом образуются Са-амфибол, титанит, анортит и обогащенный калием флюид [20]. В целом региональный метаморфизм карбонатных отложений можно определить как квазиизохимический.

Сульфиды железа, возможно, формируются в результате восстановления серы органическим веществом и свободными ионами хлора по реакциям: $[\text{SO}_4]^{2-} + 4\text{CO} = [\text{S}]^{2-} + 4\text{CO}_2$; $[\text{SO}_4]^{2-} + 4\text{H}_2 = [\text{S}]^{2-} + 4\text{H}_2\text{O}$ и $[\text{SO}_4]^{2-} + 8\text{HCl} = [\text{S}]^{2-} + 4\text{H}_2\text{O} + 8\text{Cl}^-$, как в метаморфизованных эвапоритовых отложениях [21]. Наконец, следует отметить, что при регрессивном метаморфизме метакarbonатов на гранулитовой и амфиболитовой фациях возникают вторичный амфибол и альбит-олигоклаз, а вследствие привноса калия образуется калиевый полевоый шпат (нередко в форме порфиробластов) [10, 16].

Средний состав и петротипы метакarbonатов

При подготовке работы собраны и обработаны 387 химических анализов метакarbonатных пород, которые обычно сопровождалось данными по количественному минеральному составу. В обработанные выборки включены данные по 164 образцам из 7 регионов архея: 105 образцов — Анабарский щит, хапчанская серия [10, 11, 18]; 14 — гранулиты блока Арунта, Австралия [15]; 15 — гранулиты Мадагаскара, [22—24]; 13 — гранулиты южной Мексики [25]; 8 — гранулиты южной Финляндии [26]; 6 — кристаллический комплекс штата Ассам, Индия [16]; 3 — метаморфиты Восточного Бихара, Индия [27]; 103 образцам из 5 регионов протерозоя: 37 — метаморфиты провинции Гренвилл, Канада [30]; 15 — лазуритовые кристаллические сланцы Баффиновой Земли, Канада [21]; 49 — комплекс кианитовых сланцев и эклогитов Кокчетавского массива [12]; 1 — лазуритсодержащий кианит-талковый сланец, Афганистан [23]; 1 — карбонат-сланцевой сланец Роан в Катанге, Замбия [23]; 120 образцам из 2 регионов палеозоя: 5 — породы амфиболитовой фации, Испания [22]; 115 — силурийские породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, штат Мэн, США [20]. Выборки в основном отражают состав метакarbonатов докембрия (267 образцов Лавразии и Гондваны), метаморфизованных в зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фациях, а также количественные данные по метакarbonатам в условиях нарастающего метаморфизма от зеленосланцевой до высокой амфиболитовой фации. Обработка данных по выборкам позволила по градациям содержаний карбонатных минералов выделить петротипы метакarbonатов, вычислить их средний химический и минеральный составы и оценить относительную степень распространенности.

Вычисление средних составов по выборкам. Использованные аналитические данные по различным регионам составили первичные выборки. Когда было установлено, что такие данные выявляют единообразную картину вариаций средних оценок, на основе выбранных градаций содержаний модальных карбонатных минералов вычислили средние составы этих градаций (петротипов). В табл. 1 приведены количество регионов (N), по которым сначала вычислялись средние региональные оценки составов, число единичных анализов (n), вошедших в каждую градацию, и их процентная доля от общего числа анализов ($n, \%$). Из последних (387) при вычислении средних составов использовались только те (361), которые имеют достоверные минеральные характеристики.

Подразделение метакarbonатов на петротипы осуществлено на основании содержания суммы карбонатных минералов в метаморфической породе, определенных по количеству CO_2 с учетом, что химические определения значительно точнее вычисления валовых минеральных составов при подсчетах в петрографических шлифах, которые использованы авторами [10—30]. Содержания карбонатных минералов определялись как сумма CaCO_3 и MgCO_3 , рассчитанных по уравнениям (мас.%): $\text{CaCO}_3 = 2,2743 \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{CaO}/(\text{CaO} + \text{MgO})$; $\text{MgCO}_3 =$

$= 1,9164 \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{MgO}/(\text{CaO} + \text{MgO})$. Коэффициенты — молекулярные доли окислов металлов в данных карбонатных минералах, а CO_2 , CaO и MgO — концентрации, определенные при химическом анализе, мас. %. Если данные о концентрации углекислоты в анализе отсутствовали (примерно 1/4 анализов), количество CO_2 рассчитывалось на основании потерь при прокаливании (LOI) по уравнению $\text{CO}_2 = 0,81 \cdot \text{LOI}$, мас.%. Коэффициент 0,81 получен из уравнения линейной регрессии CO_2 и LOI, где коэффициент корреляции — 0,96. Рассчитанные содержания суммы карбонатных минералов находятся в хорошем соответствии с оценками средних содержаний наблюдаемых карбонатных минералов, полученных из [10—30] (табл. 1), что свидетельствует о правильности подразделения метакarbonатных пород.

Средние составы петротипов. Основой разделения петротипов (подразделений) является величина содержания карбонатных минералов в 50 мас.%, отделяющая мраморы от смешанных пород, с выделением чистых (бессиликатных) мраморов, 95—100% карбонатов, и известково-силикатных пород, содержащих 0—5% карбонатов. Интервалы между этими градациями выбраны в 15—20% с тем, чтобы количество анализов поддавалось статистической оценке, поскольку для подробного деления (например, через 5%) собранных анализов оказалось недостаточно. Таким образом, выделены 8 петротипов, содержащих 95—100; 85—95; 70—85; 50—70; 30—50; 15—30; 5—15; 0—5 мас.% карбонатных минералов.

Все метакarbonаты образуют непрерывный спектр, что очевидно из отрицательной корреляции между карбонат-(CaO и MgO) и силикатобразующими (SiO_2 и Al_2O_3) оксидами. Минеральные составы отражают фундаментальное свойство рассматриваемых пород — существенное преобладание CaO над MgO . Магнезит не обнаружен ни в модальных, ни в нормативных составах. Отношение $\text{CaO}/\text{MgO} > 2,41$ во всех породах, от чисто карбонатных до чисто силикатных, тогда как в доломитах оно составляет 1,39. Следовательно, карбонат исходных отложений был в основном кальцитовым, а метаморфические минералы формировались при существенном избытке кальция в системе.

Для сопоставлений и вычислений средних модальных минеральных составов, приведенных в [10—30], объединены многочисленные минералы в компактные группы по петрохимическому подобию (табл. 1). Две группы обогащенных кальцием модальных минералов (C^* — клинопироксена, PL^* — плагиоклаза) существенно преобладают — 70—100% в каждом петротипе, тогда как феррические минералы (M^*) и свободный кремнезем (QTZ^*) составляют малую часть. Оливин (форстерит) и флогопит, ассоциированные со шпинелью, характерны для низкокремнистых пород, кварц обычно присутствует в обогащенных кремнеземом разновидностях. Последние, как правило, содержат клинопироксен и плагиоклаз, которые сопровождаются такими аксессуарами, как циркон, апатит, окислы железа, иногда сульфиды и графит (табл. 1). Титанит отмечен во всех типах пород. В сравнительно редких типах пород, обогащенных

Средние химические и минеральные составы по группам и типам метаморфизованных карбонатных пород

Порода	Мрамор (бессиликатный мрамор)	Силикатный мрамор (кальцифир)			Карбонатная известково-силикатная порода			Известково- силикатная порода
		Петротип	95—100	85—95	70—85	50—70	30—50	
Средние химические составы, мас.%								
SiO ₂	2,66	4,15	9,26	18,93	31,62	42,04	50,89	55,39
TiO ₂	0,08	0,05	0,12	0,22	0,38	0,57	0,46	0,62
Al ₂ O ₃	2,59	1,19	2,01	4,11	6,51	11,35	11,38	13,05
Fe ₂ O ₃	0,24	0,21	0,58	0,78	1,09	0,97	0,92	2,32
FeO	0,14	0,57	0,97	1,54	2,25	4,07	3,83	3,81
MnO	0,01	0,06	0,06	0,06	0,07	0,1	0,08	0,26
MgO	10,84	2,77	4,01	6,11	6,12	6,38	6,57	5,44
CaO	40,50	49,38	44,19	37,3	29,91	19,66	15,82	13,92
Na ₂ O	0,13	0,2	0,24	0,61	0,79	2,14	2,37	2,42
K ₂ O	0,17	0,22	0,46	0,99	1,18	1,69	2,41	1,54
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,04	0,06	0,1	0,12	0,11	0,15
LOI	42,31	40,88	37,34	29,01	19,69	10,74	5,29	1,72
Sum	99,71	99,74	99,26	99,85	99,7	99,99	100,07	99,97
CO ₂	43,77	39,51	34,71	27,13	18,06	9,44	3,85	0,78
CaCO ₃	78,23	84,61	72,13	53,08	34,87	15,81	6,05	1,15
MgCO ₃	17,96	4,42	5,74	7,27	5,24	4,77	2,29	0,41
Crb(Sum)	96,20	89,03	77,86	60,35	40,1	20,58	8,33	1,55
<i>n</i>	4	26	24	96	15	33	38	125
<i>n</i> , %	1,11	7,20	6,65	26,59	4,16	9,14	10,53	34,63
<i>N</i>	1	4	4	5	3	6	8	12
Средние модалльные минеральные составы, об.%								
C*	0	0	2,4	11,5	8,6	33,8	31,1	28,7
Cpx	0	0	2,4	11,2	3,2	30,5	0—50	27,8
Hbl	0	0	0	0—2	5,4	7,1	0—6,9	0—9,3
M*	0	4,1	3,7	3,3	13,2	12,8	1,8	0—3
Olv	0	0	0—2,8	0—0,9	0	0	0	0
Bt, Phl	0	4,1	0,6—4	0,5—5,2	13,2	0—36,7	0—4,4	0—3
PL*	5	3,6	4,05	15,9	33,4	30,9	51,9	56,3
Pl	4	3,6	0,1—5	0—8,1	27,2	0—1,5	0—28	25,9
Scp	0	0	0—2,9	11,1	6,2	19,8	0—52	0—29
Kfs	1,0	0	0—0,2	0	0	0	0—21	0—0,96
QTZ*	0	0	0	0—11,4	0	0	0—32,6	0—25,5
CRB*	93,1	91,8	89,25	61,1	40,8	14,8	6,4	1,1
Cc	49	91,8	76,8	60,4	40,8	0,9	0—12	0—3,7
Dol	44,1	0	0—24,8	0—2,3	0	0	0	0
<i>n</i>	1	1	13	43	7	16	22	36
<i>N</i>	0	0	2	2	1	3	4	6
Источник	[10]	[10—12, 25]	[10—12, 30]	[10—12, 25, 30]	[10—12]	[10, 12, 21, 24, 30]	[10—12, 20—22, 24, 26, 30]	[10—12, 15, 16, 21, 22, 24—26, 30]

Примечание. *n* — количество единичных анализов (всего использован 361 анализ), *n*, % — процентная доля от общего количества, *N* — количество регионов, по каждому из которых сначала были вычислены средние по выборке, которые потом вошли в генеральные средние оценки, приведенные в таблице. Amf—амфибол, Bt—биотит, Cc—кальцит, Chl—хлорит, Dol—доломит, Ep—эпидот, Grt (Grs)—гранат (гроссуляр), Kfs—калиевый полевой шпат, Ms—мусковит, Olv—оливин, Phl—флогопит, Pl—плагиоклаз, Qtz—кварц, Scp—скаполит, Zo—цоизит. Минеральные группы: C* = Cpx + Amf; M* = Olv + Bt + Phl + Ms + Chl; QTZ* = Qtz; CRB* = Cc + Dol; PL* = Pl + Scp + Kfs. В PL* — включены 0—30 об.% Zo, Ep + Grt (Grs) в подразделении известково-силикатных пород (< 5 об.% карбонатов), а также 0—43 об.% лазурита, 0—8,6 об.% нефелина и 0—2,3 об.% содалита, присутствующие в трех последних подразделениях с содержаниями 0—30 об.% карбонатов. Составы некоторых минералов обнаруживают особенности: в группе M* — биотит [20], K_{0,9}{(Fe, Mg)_{2,4}Al_{1,5}(Al_{1,2}Si_{2,8})O₁₀(OH)₂}; флогопит [21], K₂(Mg_{5,6}Fe_{0,1}Al_{0,3})(Al_{2,3}Si_{5,7})(OH)₄; в группе PL* — плагиоклаз 0,5—0,8 An; скаполит [20], Ca₃Na₁Al₅Si₇O₂₄CO₃; цоизит, эпидот, [20], Ca_{2,0}(Al_{2,7}Fe_{0,4})Si₃O₁₂(OH); нефелин [21] (Na_{6,4}K_{1,0}Ca_{0,2})(Al_{7,5}Si_{8,5})O₃₂; лазурит [21] (Na₇Ca₁)(Al₆Si₆)O₂₄{S_{0,4}(SO₄)_{1,6}}₂; содалит [21] (Na₇Ca₁)Al₆Si₆O₂₄{(SO₄)_{0,1}Cl_{1,6}}; в группе C* — клиноприоксен Ca(Mg_{0,7}Fe_{0,3})Si₂O₆; амфибол [20], Na_{0,2}Ca₂{(Fe, Mg)_{4,6}Al_{1,5}(Al_{1,8}Si_{7,2})O₂₂(OH)₂}.

щелочными металлами, установлены специфические высокощелочные минералы (нефелин, лазурит, содалит), составляющие до 30 % известково-силикатных пород. Для корректной идентификации формулы этих, а также некоторых других, специфичных для метакarbonатов, минералов приведены в примечании к табл. 1 [10—30].

Карбонатные отложения в метаморфизованных толщах

Распространенность и генезис. Метакarbonаты — обычная и широко распространенная составляющая регионально метаморфизованных пород, сопоставимая с другими наиболее развитыми типами метаморфитов — гнейсами и амфиболитами. Например, в хапчанской серии палеопротерозоя на Анабарском щите метакarbonаты составляют 40% разреза, общая мощность которого 5 км [18], а кальцитовые мраморы в архее, в районе Санкардрут на юге Индии, образуют горизонт мощностью 250 м среди кварцитов и метавулканитов амфиболитовой фации метаморфизма [32].

Для всех исследованных метакarbonатов установлен осадочный генезис. Совпадение минералогической расслоенности с полосчатостью, отсутствие секущих взаимоотношений и метасоматической зональности показывают, что все эти породы сформировались при региональном метаморфизме слоистых толщ. Биогенные строматолитовые известняки, доломиты и кремнебарит-гипсовые отложения сопровождают метакarbonаты в пренил-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациях метаморфизма [19] так же, как галитовые и гипс-ангидритовые включения [17]. Морским carbonатам фанерозоя соответствуют установленные в метакarbonатах (мраморах раннего докембрия) изотопные отношения: $\delta^{18}\text{O} \approx 20\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C} \approx 1,0\text{‰}$ [2, 28].

Породные ассоциации. Все метакarbonатные породы совместно с окружающими метасиликатными отражают некоторые особенности отложений в палеобассейнах. К. Паррас [26] описал разрез, первоначально сложенный пелитами, псаммитами и известняками, который представлен ассоциацией кинцигита, полевошпатового и диопсидового гнейсов, скаполит-диопсидового амфиболита и мрамора. Другие метакarbonатные толщи происходят от кальцитовых и доломитовых мергелей и известковых граувакк [11, 20, 24]. В некоторых регионах в высокометаморфизованной, первоначально доломит-глинистой толще (предположительно образованной по эвапоритовым отложениям) содержатся скаполит с реликтами сульфатного и галогенного компонентов и некоторые щелочные минералы (нефелин, лазурит, содалит, обогащенные Са) [21]. Обычно постепенные переходы в валовом минеральном составе связывают метакarbonаты и ассоциированные метапелиты, метаграувакки и другие метаморфические породы.

Программа MINLITH — расчет исходного минерального состава осадочной породы

Седиментологическая интерпретация химизма проведена с целью показать преобладающие условия осадконакопления в дометаморфических бассейнах carbonатной седиментации. Использована программа MINLITH, позволяющая вычислять минеральные составы осадочных пород (исходный состав седиментогенных метаморфических пород) с относительной ошибкой ≈ 15 отн. % для большинства простых минеральных составов без учета обломков пород и неустойчивых при выветривании минералов, таких как оливин, пироксен и др. [8, 9, 34]. Применение подобных нормативно-литологических расчетов позволяет более конкретно определять условия седиментации в бассейнах, ныне представленных метаморфическими толщами.

Интерпретация минеральных составов исходных, дометаморфических, отложений дает возможность с определенной долей условности восстанавливать обстановки осадконакопления. Например, в гранулитовом комплексе палеопротерозоя Анабарского щита многочисленные горизонты carbonатов мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров давно использовались в качестве маркеров для корреляции разобщенных разрезов, однако только нормативно-литологические расчеты показали, что разнообразные мраморы, кальцифиры и плагиоклаз-клинопироксеновые породы образуют генетическое сообщество с биотит-гранатовыми гнейсами, первоначально представленное известняками, доломитами, карбо-

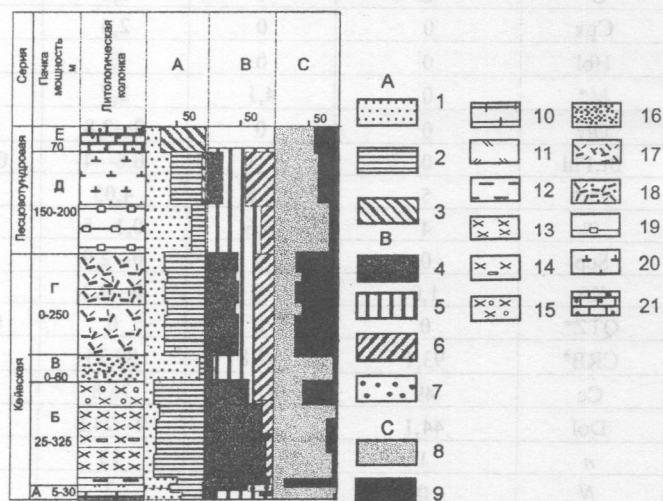


Рис. 2. Послойный разрез метаморфической толщи амфиболитовой фации и реконструированный минеральный состав пород осадочного бассейна (палеопротерозойский комплекс Кейв, северо-восток Балтийского щита [13]). Первичный минеральный состав (рассчитанный): А — распределение фракций: 1 — песчаная; 2 — глинистая; 3 — carbonатная; В — состав глинистой фракции: 4 — каолинит; 5 — иллит; 6 — монтмориллонит; 7 — хлорит; С — состав песчаной фракции: 8 — кварц; 9 — полевошпат. Метаморфические породы: 10 — гранат-мусковитовые сланцы; 11 — ставролит-гранатовые сланцы; 12 — филлитовидные сланцы; 13 — кианитовые сланцы; 14 — ставролит-кианитовые сланцы; 15 — ставролит-кианитовые плагиосланцы; 16 — мусковитовые кварциты; 17 — порфиробластические кианит-ставролитовые сланцы; 18 — мусковитовые сланцы с кианитом и ставролитом; 19 — мусковит-кварцевые сланцы; 20 — двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом; 21 — доломиты полевошпатовые

натно-терригенными отложениями и граувакками, накопившимися на пассивной окраине гранит-зеленокаменного микроконтинента [34]. В совершенно другой седиментологической ситуации формировались палеопротерозойские породы амфиболитовой фации метаморфизма в районе Кейв на Коллском п-ове. Здесь гранат-кианит-ставролитовые сланцы первоначально были каолинитовыми продуктами размыва коры гумидного выветривания на пассивной окраине палеоконтинента, а затем, когда наступила аридизация климата, стали образовываться доломиты с мощностью горизонта более 70 м (рис. 2) [13].

Применение нормативно-литологического расчета минерального состава по программе MINLITH к рассмотренным метакarbonатам позволяет расширить интерпретацию изложенных выше данных (табл. 2).

боната потери карбонатных компонентов во время метаморфизма незначительны. В мраморах отношение наблюдаемых содержаний к рассчитанным для исходных отложений близко к единице ($CarM/CarN \approx 1,0$). С переходом к смешанным отложениям возрастает количество реакционноспособной силикатной части породы. Образуются известково-силикатные породы с отношением $CarM/CarN$ до $\approx 0,1$. Карбонатные минералы, превращаясь в силикаты вследствие реакций декарбонатизации, постепенно исчезают.

Условия осадконакопления

Минеральный состав исходных отложений. Распределение карбонатных и терригенных дометаморфических (нормативных) минералов показы-

Таблица 2

Минеральный состав исходного осадочного субстрата метакarbonатных пород

Минерал	Формула	Тип породы (по содержаниям карбонатных минералов, мас.%)								
		мрамор (бессиликатный мрамор)	силикатный мрамор (кальцифир)				карбонатная известково-силикатная порода			Известково-силикатная порода
			95-100 ¹	85-95	70-85	50-70	30-50	15-30	5-15	
Ab	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	0,37	1,68	1,99	4,79	6,01	16,03	17,17	18,21	
An	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	0,04	0,18	0,21	0,51	0,64	1,70	1,82	1,93	
Or	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	0	0	0,20	1,30	0	0	3,69	6,92	
Qtz	SiO_2	0,01	1,75	5,37	9,64	17,83	16,63	21,25	23,81	
Ill	$2K_2O \cdot MgO \cdot FeO \cdot 6,5Al_2O_3 \cdot 16SiO_2 \cdot 5H_2O$	0,62	2,33	4,47	7,47	11,34	16,00	15,39	2,12	
Chl	$kMgO \cdot k_2FeO \cdot k_3Al_2O_3 \cdot k_4SiO_2 \cdot 4H_2O$	2,04	0,08	0	0	2,71	4,28	0	24,15	
Cc	$CaO \cdot CO_2$	56,91	79,54	65,90	45,20	32,92	14,85	5,31	20,43	
Dol	$CaO \cdot MgO \cdot 2CO_2$	39,28	12,24	17,62	25,22	21,34	20,33	24,32	1,19	
Ank	$CaO \cdot FeO \cdot 2CO_2$	0,24	2,00	3,93	5,45	6,56	9,29	10,33	0	
Ap	$3CaO \cdot P_2O_5 + 1/3(CaF_2)$	0,02	0,05	0,09	0,13	0,21	0,25	0,22	0,32	
Rch	$MnO \cdot CO_2$	0,01	0,10	0,10	0,09	0,10	0,14	0,11	0,37	
Rt	TiO_2	0,03	0,05	0,12	0,20	0,34	0,50	0,39	0,55	
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ										
<i>Соотношение всех компонентов осадка</i>										
Карбонатный компонент, Cc+Dol+Ank		96,89	93,97	87,72	76,19	61,22	44,87	40,25	21,89	
Глинистый компонент, Ill+Chl		2,68	2,41	4,48	7,50	14,14	20,46	15,50	26,60	
Обломочный компонент, Ab+An+Or+Qtz		0,43	3,62	7,79	16,31	24,64	34,67	44,25	51,51	
<i>Соотношение терригенных компонентов</i>										
Кварцевый компонент, Qtz		0,01	1,75	5,37	9,64	17,83	16,63	21,25	23,81	
Полевошпатовый компонент, Ab+An+Or		0,41	1,86	2,40	6,60	6,65	17,73	22,68	27,06	
Глинистый компонент, Ill+Chl		2,66	2,41	4,47	7,47	14,05	20,28	15,39	26,27	

¹ Содержание кремнезема принято 3,3 мас.% вместо 2,66 (табл. 1), количество карбонатных минералов рассчитано по содержанию CO_2 .

Интенсивность декарбонатизации устанавливается при сопоставлении количеств до- и постметаморфических карбонатных минералов. Оно, возможно, корректно, поскольку по алгоритму программы летучие (CO_2 , H_2O) не принимаются при расчете во внимание, в какой бы форме они ни были определены в анализе. Оказывается, что в мраморах с высоким содержанием модалного кар-

боната, что рассматриваемая группа пород представляет достаточно однородный, непрерывный ряд от чисто карбонатных разновидностей до глинистых песчаников (алевролитов) (рис. 3). В качестве терригенной примеси обломочный (кварц-полевошпатовый) материал преобладает во всех петротипах метакarbonатов. Результаты интерпретации составов терригенных компонентов представлены на

рис. 4. В их составе преобладают обломки кварца и полевых шпатов, а примерно треть — глинистые минералы, что определяет первичные породы как смешанные отложения (вакки), за исключением чистых мраморов, где незначительная терригенная примесь представлена глинистыми компонентами.

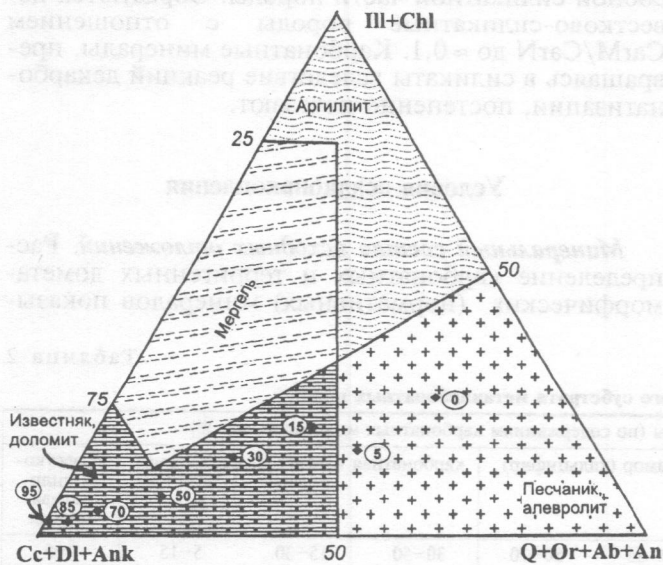


Рис. 3. Диаграмма карбонат—аргиллит—песчаник (алевролит) для осадочного субстрата метакарбонатов. В вершинах треугольника минералы, вычисленные по программе MINLITH. Цифра — количество карбоната в среднем составе данного типа

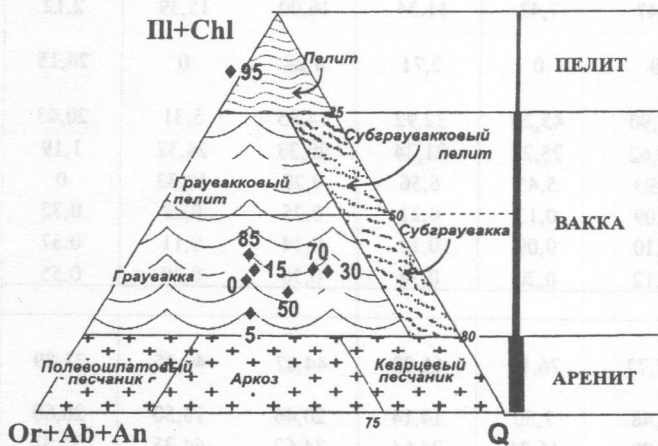


Рис. 4. Диаграмма составов полевые шпаты—пелитовые минералы—кварц для осадочного субстрата метакарбонатов. В вершинах треугольника обозначены минералы, вычисленные по программе MINLITH. Цифра — количество карбоната в среднем составе данного типа

Возможно, что оценки полевошпатовых и глинистых компонентов занижены, поскольку на результаты вычислений заметно влияют валовые содержания щелочных металлов, которые, как было отмечено выше, могут выноситься при декарбонизации в составе продуктов гидролиза. Однако уменьшение концентраций сравнительно невелико [20], а в системе всех петрогенных окислов в соответствии с алгоритмом MINLITH достигается полный минеральный баланс. Поскольку при расчетах получают непротиворечивые результаты, согласующиеся с общими закономерностями распределения минералов в осадочных породах, можно с

высокой долей вероятности предполагать, что вынос щелочных металлов при метаморфизме был пренебрежимо мал и не внес существенных искажений в оценки распределения минералов, содержащих щелочные металлы.

Количество полевых шпатов не превышает содержания кварца, что свидетельствует об отсутствии низкозрелых продуктов размыва близлежащей горной суши. Большинство петротипов занимает достаточно компактную область, которую можно условно разделить на две части. Соотношение полевых шпатов и кварца, близкое к единице, обнаруживается в известково-силикатных породах с низким содержанием карбонатов (0—30%) и в мраморах (85—95%). В породах со средними концентрациями карбонатных минералов (30—85%) наблюдается относительное обогащение кварцем терригенной фракции. Такие породы — собственно смешанные карбонатно-терригенные отложения, в которых содержания обоих компонентов примерно одинаковые, по-видимому, формировались в наиболее стабильных условиях, способствовавших вызреванию обломочного материала и относительному накоплению обломочного кварца.

Обстановки осадконакопления в бассейнах седиментации. Рассматривая в целом полученную картину распределения дометаморфических минералов, можно с уверенностью сказать, что они характеризуют вполне однородную совокупность отложений с постепенным изменением соотношений терригенных составляющих по мере изменения содержания главного — карбонатного — компонента (рис. 5).

По соотношению дометаморфических карбонатов большинство рассматриваемых пород относится к кальцитовому ряду. Отношение кальцита к сумме всех карбонатов варьирует в диапазоне 0,54—0,94. Высокие значения этого отношения скорее всего указывают на осадконакопление в условиях открытого шельфа, тогда как пониженные свидетельствуют о значительной доле доломита, и можно допустить, что седиментация проходила в аридном полузамкнутом бассейне. Особого

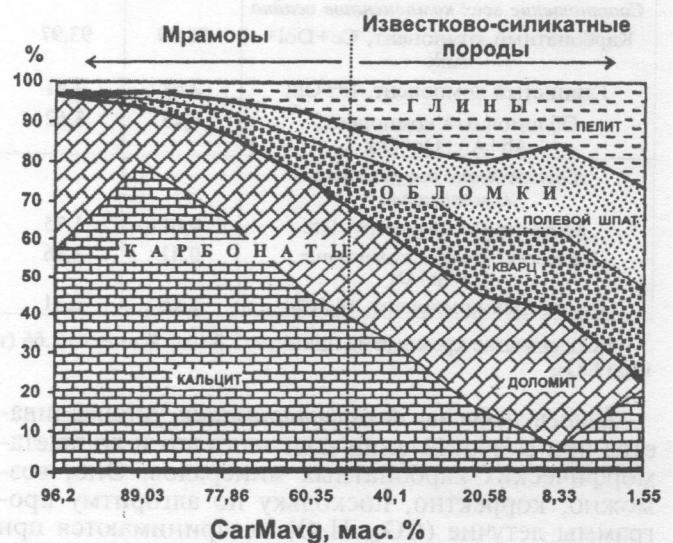


Рис. 5. Состав осадочного субстрата метакарбонатов. CarMavg — средние содержания карбонатных минералов в петротипах метакарбонатов

рассмотрения требуют известково-силикатные породы в интервале содержаний 5—30% карбонатных минералов (средние для петротипов 8,33 и 20,58%, рис. 5). В таких породах данное отношение снижается и колеблется от 0,12 до 0,33 при значительном количестве анкерита. Именно в этой группе большое место занимают предположительно эвапоритовые образования, которые отличаются появлением высокощелочных минералов и реликтов галогенов в скаполитах, что авторы объясняют метаморфизмом эвапоритовых толщ [21]. Появление соленосных составляющих в существенно терригенных отложениях (сумма терригенных компонентов составляет 55—60%, табл. 2), возможно, свидетельствует о существовании соленосных замкнутых мелководных бассейнов.

Очевидно, что использование средних составов сглаживает отдельные вариации, однако наибольший интерес представляют именно общие тенденции. Карбонатная составляющая представлена преимущественно известняком с подчиненной долей доломита. С обогащением отложений терригенными компонентами доля доломита увеличивается, хотя в почти чистых терригенных породах карбонатная составляющая становится в основном известковой. Доля глиен невелика по сравнению с остальными компонентами. Песчаный компонент состоит примерно из равных количеств кварца и полевых шпатов. Все эти признаки указывают на седиментацию в условиях неглубокого шельфа при размыве относительно стабильных областей континентального типа. Это не исключает локальных вариаций, отмеченных выше. Такова по крайней мере интегральная картина, которая не исключает отдельных локальных условий накопления отложений, превращенных при метаморфизме в мраморы и известково-силикатные породы.

Относительная распространенность разновидностей метакarbonатов (*n*%, табл. 1) обнаруживает два максимума. Один из них обусловлен широким развитием известково-силикатных пород с содержанием карбонатных минералов <5%. По существу, это — терригенные отложения, содержавшие до метаморфизма около 22% карбонатных компонентов в исходном составе (табл. 2). Их обилие объясняется широким распространением терригенных отложений с карбонатной примесью, которые накапливались независимо от наличия бассейнов карбонатной седиментации. Другой максимум принадлежит мраморам (кальцифирам) с 50—70% карбонатных минералов, которые образовались при метаморфизме доломитовых известняков, содержавших 24% терригенной составляющей. Распространенность этих отложений в пять раз выше остальных рассмотренных карбонатных отложений. Это подтверждает известный факт, что чистые известняки и доломиты в природе достаточно редки, а терригенная примесь в таком количестве, меньше четверти объема, обычно не учитывается при обобщениях по карбонатному седиментогенезу. Однако ясно, что такие породы являются необходимой составляющей обширных бассейнов карбонатной седиментации, а привнос глиен и обломков минералов во время осадконакопления может свидетельствовать об обстановке мелководного шельфа.

Средний состав карбонатных пород метаморфических комплексов

Описание и сопоставление разновидностей метакarbonатов, как и частот их встречаемости, показали, что можно рассчитать представительные оценки средних составов, взвешенные по распространенности (числу анализов). В табл. 3 включены средние составы всех метаморфических карбонатных пород и отдельно их главных разновидностей — мраморов и известково-силикатных пород. Содержание SiO₂ варьирует от 15 до 52%, CaO 16—41%, MgO около 6% при отношении CaO/MgO 2,79—7,46. В интервале 1,25—3,98% концентрации окислов щелочных металлов различаются: отноше-

Таблица 3

Средний состав метаморфических карбонатных пород

Порода	Метакarbonатные породы (в сумме) ¹ (361)	Мрамор, 50—100% карбоната (150) ¹	Известково-силикатная порода, 0—50% карбоната (211) ¹
SiO ₂	36,02	14,72	51,16
TiO ₂	0,41	0,17	0,57
Al ₂ O ₃	8,45	3,30	12,10
Fe ₂ O ₃	1,31	0,65	1,78
FeO	2,73	1,27	3,77
MnO	0,14	0,06	0,19
MgO	5,70	5,43	5,89
CaO	26,85	41,49	16,45
Na ₂ O	1,52	0,48	2,27
K ₂ O	1,32	0,77	1,71
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,14
CO ₂	15,46	31,61	3,97
Карбонатные минералы³	33,66	69,08	8,49
CaCO ₃	29,80	62,26	6,72
MgCO ₃	3,87	6,82	1,77
СОСТАВ ПЕРВИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ⁴			
Карбонатные компоненты	52,10	81,39	31,28
Cc, кальцит	33,12	54,78	17,72
Dl, доломит	14,92	22,14	9,78
Ank, анкерит	4,07	4,47	3,78
Пелитовые компоненты	15,64	5,98	22,51
Ill, иллит	6,75	5,92	7,34
Chl, хлорит	8,89	0,07	15,17
Кластические компоненты	31,50	12,27	45,16
Ab, альбит	11,36	3,69	16,81
An, анортит	1,20	0,39	1,78
Or, ортоклаз	3,14	0,86	4,76
Qtz, кварц	15,79	7,33	21,80
Аксессуарные компоненты	0,76	0,35	1,05
Ap, апатит	0,21	0,11	0,28
Rch, родохрозит	0,19	0,09	0,27
Rt, рутил	0,36	0,16	0,50

Примечание. Средние составы вычислены как взвешенные на количество анализов в 8 петротипах (табл. 1), в том числе 4 петротипа — для мраморов и 4 — для известково-силикатных пород.¹ Количество использованных анализов.² Сумма приведена к 100%.³ Расчет по содержанию CO₂.⁴ Расчет по программе MINLITH; сумма приведена к 100%.

ние K_2O/Na_2O — 1,60 в мраморах, 0,75 в известково-силикатных породах. Последнее значение указывает на поступление значительной части обломочного материала в результате размыва магматических источников.

Средняя метакarbonатная порода содержит всего 34% carbonатных минералов, оставшихся после метаморфической декарбонатизации. Первоначально, когда порода представляла собой доломитовый известняк при отношении кальцит/доломит (включая анкерит) 1,7, было 52%. В терригенной составляющей преобладал кварц (16%). Средний мрамор метаморфических комплексов включает 69% carbonатных минералов. Его дометаморфический субстрат представлял собой известняк с отношением кальцит/доломит 2,1 с терригенной примесью в 18%, из которых 7% приходилось на кварц. В известково-силикатной породе всего 8,5% carbonатных минералов. Ее исходный субстрат — глинисто-карбонатный песчаник (или алевролит), в котором среди предполагаемых обломков кварц и полевые шпаты присутствовали примерно в равных количествах. Carbonатный компонент (вероятно, цемент) составлял примерно треть породы — в основном доломит (отношение кальцит/доломит 1,3). Количество аксессуарных минералов фосфора и титана непосредственно связаны с терригенной примесью. Таким образом, вычисленные средние оценки образуют непротиворечивую совокупность параметров, которую можно использовать для сопоставлений при исследованиях различных carbonатных седиментогенных комплексов.

Заключение

Carbonатные породы в регионально-метаморфических комплексах варьируют по составу от чисто carbonатных до carbonатсодержащих (почти бескарбонатных) разновидностей. Отложения накапливались в осадочных бассейнах, которые позднее деформировались и подверглись квазиизохимическому метаморфизму. Доломитовые известняки с примесью терригенного материала служили исходным субстратом для образования мраморов. Терригенные породы, содержащие carbonатный материал, в том числе вулканомиктовые и эвапоритовые, превратились при метаморфизме в известково-силикатные породы. Сидеритовые и магнетитовые породы характеризуются специфическими условиями формирования и метаморфизма, распространены локально и заслуживают самостоятельного рассмотрения.

Главным метаморфическим процессом, охватившим рассматриваемые породы, являлась декарбонатизация. Количество петрогенных окислов (кроме CO_2 , по мере нарастания интенсивности метаморфизма) статистически значимо не меняются, однако щелочные металлы могут покидать систему при гидролизе флюида. Принятые классификационные подразделения включают мраморы с 50—100% carbonатных минералов (кальцит, доломит, арагонит), в том числе чистые (бессиликатные — 95—100% carbonатных минералов) и силикатные; и известково-силикатные породы (0—50% carbonатных минералов), которые подразделяют-

ся на carbonатсодержащие (0—5% carbonатов) и carbonатные. На низких ступенях метаморфизма эти породы характеризуются отчетливой сланцеватостью из-за избытка филлосиликатов (слюды, хлориты) и относятся к структурной категории сланцев. При более глубоком метаморфизме, когда слоистые силикаты исчезают, метакarbonаты переходят в структурные категории гнейсов, если наблюдается плоскостная ориентировка пластинчатых минералов, или гранофельза, если таковая отсутствует.

На основании обработки 361 химического и минералогического анализа выделены 8 петротипов по градациям содержания carbonатных минералов, в мас. %: 95—100; 85—95; 70—85; 50—70 — мраморы, 30—50; 15—30; 5—15; 0—5 — известково-силикатные породы. Их петрографический состав определяется ассоциацией двух групп минералов: клинопироксена (мафические силикаты) и плагиоклаза (Ca-алюмосиликаты или так называемые известково-силикатные минералы), концентрации которых закономерно меняются в зависимости от количества carbonатных минералов. Рассчитаны средние химические и минеральные (модальные) составы петротипов.

Для установления минерального состава исходных отложений и реконструкции условий осадконакопления использована компьютерная программа MINLITH, позволяющая вычислять минеральный состав осадочной породы по валовому химическому анализу с удовлетворительной степенью сходимости. На основе такого вычисления исходного минерального состава отложений установлены особенности декарбонатизации. При метаморфизме в мраморах остается доля в 0,9—0,7 carbonатных минералов от первоначального содержания в осадочной породе, тогда как в известково-силикатных породах такой остаток снижается до 0,1, т.е. потери углекислоты увеличиваются по мере роста количеств реакционноспособной силикатной составляющей в исходных отложениях.

Соотношение дометаморфических (нормативных) carbonатных и терригенных минералов показало, что рассматриваемая группа пород — достаточно однородный, непрерывный ряд от чисто carbonатных разновидностей до carbonатсодержащих глинистых песчаников (алевролитов), в которых концентрации аксессуарных минералов фосфора и титана непосредственно связаны с терригенной примесью. Терригенные компоненты в целом соответствуют смешанной, глинисто-обломочной, породе (вакке), состоящей из обломков кварца и полевых шпатов (примерно поровну) и на 1/3 из глинистых минералов. Carbonатная составляющая исходных отложений была представлена преимущественно известняком с подчиненной переменной долей доломита, которая увеличивается в carbonатно-терригенных отложениях, где carbonат представлен доломитом с отношением кальцит/доломит 0,22—0,73 (петротипы известково-силикатных пород со средними содержаниями 8,33 и 20,58% carbonатных минералов). Среди описанных 8 петротипов метакarbonатов наибольшим распространением пользуются доломитовые известняки (76% carbonатных компонентов в осадке, 3-й петротип) и carbonатно-терригенные отложе-

ния (22% карбонатных компонентов в осадке, 6-й петротип). По-видимому, среди изученных пород преобладают отложения открытого неглубокого шельфа, а также аридных полужамкнутых бассейнов, в том числе и эвапоритовых, а источником обломочного материала служили относительно стабильные области континентального типа.

Карбонатная порода метаморфических комплексов в усредненном составе содержит всего 34% карбонатных минералов, оставшихся после метаморфической декарбонатизации (первоначально 52%). Средний мрамор включает 69% карбонатных минералов, а его дометаморфический субстрат представлял собой известняк с отношением кальцит/доломит 2,1. Известково-силикатная порода изначально представляла собой глинисто-карбонатный песчаник (или алевролит), в котором карбонатный компонент (доломит) составлял примерно треть поро-

ды. Терригенный компонент представлен во всех средних составах полимиктовой ваккой.

Оценки составов метакарбонатных пород получены в результате последовательных усреднений составов региональных сообществ таких пород до средней оценки состава всех метакарбонатов. При этом стерлись значительные различия между петротипами на региональном уровне. Очевидно, что средние оценки составов и их седиментологическая интерпретация характеризуют преобладающие петрохимические и минералогические тенденции в вариациях составов, а также обстановки накопления и метаморфизма древних метакарбонатных комплексов и могут быть полезны для различного рода региональных и глобальных сопоставлений.

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

ЛИТЕРАТУРА

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Магнетитовые руды Сатки, Южный Урал. М.: Наука 1983.
2. Галимов Э.М., Розен О.М., Беломестных А.В. и др. О природе графита в метаморфических породах Анабарского щита // Геохимия. 1990. № 3.
3. Глаголев А.А., Глебовицкий В.А., Добрецов Н.И. и др. Регионально-метаморфические породы // Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие. Новосибирск: ОИГГМ, 1992.
4. Жариков В.А., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н. Систематика и номенклатура метасоматических пород // Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие. Новосибирск: ОИГГМ, 1992.
5. Колобов И.Ю., Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Контактво-метаморфические породы // Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие. Новосибирск: ОИГГМ, 1992.
6. Розен О.М. Карбонатные и известково-силикатные метаморфические породы (обзор вариаций в связи с разработкой классификации) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. №6.
7. Розен О.М. Состав метаморфизованных карбонатных пород и опыт их систематики // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 1.
8. 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.
9. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4.
10. Розен О.М., Белов А.Н., Злобин В.Л. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988.
11. Розен О.М., Белов А.Н., Злобин В.Л. Регионально-метаморфические породы Анабарского щита (пример разработки региональной классификации) // Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие. Новосибирск: ОИГГМ, 1992.
12. Розен О.М., Близнюченко Л.М. Докембрий Кокчетавского массива. Отчет по теме: Стратиграфия и корреляция докембрия Казахстана. Караганда: ЦКГУ, 1967.
13. Сафронов В.Т., Розен О.М., Аббясов А.А. Раннепротерозойские бассейны северо-востока Балтийского щита (Кейвы и Кукас): минеральный состав отложений и условия осадконакопления // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2001. Т. 76. В. 4.
14. Старостина З.М. Рифейская сидеритовая формация западного склона южного Урала. М.: Наука, 1993
15. Allen A.R. Metasomatism of a depleted granulite facies terrain in the Arunta block, Central Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V.71.
16. Vaughan N.C. Calc-silicate rocks of the Nahim area // Jour. of Mines, Metals and Fuels. 1977. № 2.
17. Bell R.T., Jackson G.D. Apehbian halite and sulphate indications in the Belcher Group, Northwest Territories // Can. J. Earth Sciences. 1974, V.11.
18. Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan series, eastern Anabar shield, Siberia // Precamb. Res. 1991. V.45.
19. Eriksson K.A., Krapez B., Fralick P.W. Sedimentological aspects. M.J. De Wit and L.D. Ashwal, eds. Greenstone belts. Oxford: Clarendon Press, 1997.
20. Ferry J.M. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine // Amer. Mineral. 1983. V.68.
21. Hoggarth D.D., Griffin W.L. Lapis Lazuli from Baffin Island — a Precambrian meta-evaporite // Lithos. 1978. V.11.
22. Moine B. Heritage sedimentaire ou volcano-sedimentaire et echanges de matiere dans la formation des gneiss calco-magnesiens // Bull. Soc. geol. France. 1978. (7) V.XX. № 1.
23. Moine B. La recherche d'anciennes series evaporitiques dans les ensembles metamorphiques, methods et results // Sci. de la Terre. 1979. V. XXIII. № 2.
24. Moine B. Orthoamphibolites et formations metasedimentaries calco-magnesiens de la region d'Ambatofinandrahana (Madagascar), contribution au probleme de l'origine des amphibolites // Sci.de la Terre. 1969. V.XIV. № 2.
25. Ortega-Guiterrez F. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico // Precamb. Research. 1984. V.23.
26. Parras K. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in Southern Finland // Bull. Comm. Geol. Finland. 1958. № 181.
27. Prasad U., Geology and petrochemistry of a part of Hesa-tu—Belbathan polymetallic mineralized belt, Eastern Bihar. Mem // Geol. Surv. India. 1976. V.107.
28. Shidlovski M., Eichman R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates, carbon and oxygen isotope geochemistry and implication for the terrestrial oxygen budget // Precamb. Res. 1975. V. 2. № 1.
29. Trendall A.F., Morris R.C. Iron-formation facts, and problems. Developments in Precambrian geology. Amsterdam: Elsevier, 1983.
30. Van de Kamp P.C. Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, southwestern Ontario // Canad. Jour. of Earth Sci. 1968. V.5. № 6.
31. Wilkins C. Regional and contact metamorphism. M.J. De Wit and L.D. Ashwal, eds. // Greenstone belts. Oxford: Clarendon Press, 1997.
32. Windley B.F. The evolving continents. Chichester: John Wiley & Sons. 1986.
33. Winkler H.G.F. Petrogenesis of metamorphic rocks. N.Y. — Heidelberg-Berlin: Springer-Verlag. 1976.
34. 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 calculation by the MINLITH program and basin facies interpretations // Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment. 2002. V. 33.

Геологический институт РАН
Институт литосферы окраинных
и внутренних морей РАН
Рецензент — Л.Н. Липчанская