

УДК 549.742 : 552.51 : 553.643 : 551.733.1(474.2)

Т. ОЯ, Э. ПИРРУС

КАРБОНАТНЫЕ МИНЕРАЛОПРОЯВЛЕНИЯ В ФОСФОРИТОНОСНОЙ ТОЛЩЕ ЭСТОНИИ

Содержание карбонатного компонента в терригенных фосфоритоносных отложениях тремадока Эстонии привлекает в последние годы особое внимание, так как от него во многом зависит качество и технология добычи руды на новых, намечаемых к разработке месторождениях Северной Эстонии. Карбонатные минералы в фосфоритовых рудах имеют двоякое значение. Во-первых, карбонатный материал как цементирующее вещество существенно повышает прочность фосфоритного слоя и тем самым затрудняет его разработку. Во-вторых, из-за дополнительных вредных компонентов в своем составе карбонатсодержащие руды менее качественны с точки зрения обогащения и химической переработки. Поэтому прогнозирование участков с повышенной карбонатной минерализацией имеет большое значение, в особенности при проектировании новых шахт в районах глубокого залегания фосфорита.

Ряд авторов (Пичугин и др., 1976; Пуура и др., 1983) выдвигают концепцию, согласно которой вторичная доломитизация в фосфоритоносном комплексе протекает главным образом по зонам тектонических нарушений с повышенной трещиноватостью пород. Это позволило бы пространственно прогнозировать такие зоны по приповерхностным признакам или по результатам электроразведки, эффективно используемой в толще перекрывающих фосфориты известняков. Однако надо сразу же отметить, что геологический материал, приводимый в пользу этой концепции, еще скуден и мало убедителен и требует дальнейшего изучения. Вполне возможно, что пути миграции доломитизирующих растворов принципиально различны в трещинных коллекторах — известняках — и в рыхлых песчаниках, имеющих фронтальное поровое пространство.

Заслуживает внимания и вторая концепция (Пиррус, 1977), опирающаяся в основном на особенности распространения карбонатной цементации в подстилающих кембрийских отложениях, согласно которой доломитовый цемент в порых алевролитов и песчаников является результатом нормального катагенетического процесса, развивающегося под воздействием обычных грунтовых вод, а также — за счет внутренних компонентов самой породы. Этот процесс контролируется не трещинными тектоническими структурами, а прежде всего строением самой осадочной толщи и ее гидрогеологией. Имея уязвимые места и недоработку, концепция все же заслуживает дальнейшего внимания.

Существует и третий аспект, состоящий в том, что фосфоритоносные отложения залегают в непосредственной близости перекрывающей карбонатной толщ ордовика и, не имея кроме комплекса диктионемовых аргиллитов другого надежного защитного слоя, могут находиться в зоне воздействия агентов карбонатной минерализации, просачивающихся в породы сверху либо во время накопления слоев известковых осадков над сланцами, либо во время последующего длительного мало-глубинного катагенеза, протекающего, возможно, до настоящего времени.

Естественно, подробно осветить все эти аспекты довольно затруднительно, так как для получения однозначно интерпретируемых геологических материалов необходима тщательная регистрация всех минералопоявлений, и проведение специальных исследований, в частности, в зонах тектонических нарушений. К сожалению, в настоящее время мы имеем лишь отрывочные данные по буровым кернам, которые из-за рыхлости пород фосфоритоносного комплекса в целом весьма фрагментарны и случайны. Не имеется надежного материала и из разреза современной разработки в Маарду, а данные по месторождению Кингисепп (Ленинградская область), где карбонатные образования рассматривались несколькими исследователями (Смирнов и др., 1974; Горбунова, 1979), представляют иные геологические условия, не типичные для территории Эстонии. Поскольку в ближайшие годы вряд ли будут получены принципиально новые данные по распространению карбонатных минералов в фосфоритах Эстонии, мы начали систематическую обработку всех имеющихся материалов и провели начальный цикл минералогического изучения этих проявлений. Эти итоги и служат предметом настоящего сообщения.

Минералогический подход к анализу данных обусловил выбор материала — образцы наиболее богатых карбонатами образцов. Связано это с тем, что один из ведущих методических приемов — химический анализ — имеет существенные ограничения в фосфоритоносных отложениях: в солянокислых вытяжках, применяемых обычно для анализа карбонатов, могут частично растворяться как фосфатные компоненты породы, так и окисленные продукты дисперсного пирита, которые дают в раствор дополнительные количества CaO , MgO , FeO и тем самым искажают естественную характеристику карбонатного составляющего. Поэтому для правильной оценки состава карбонатов применяли только обогащенные ими образцы, где влияние других растворимых компонентов существенно подавлено. Химический анализ дублировали рентгеновской дифрактометрией тех же образцов (на приборе ДРОН-2.0) и просмотром петрографических шлифов под микроскопом.

Результаты исследования показали, что все карбонатопоявления в фосфоритоносной каллавереской свите тремадока можно разделить на три группы.

Первая из них объединяет различные гнезда, рыхлые друзы или жеоды карбонатного материала, располагающиеся, видимо, в случайных местах фосфоритоносной толщи (табл. I, 1). Диаметр таких образований чаще всего 1—10 см, а внутри их всегда наблюдается отчетливое кристаллическое строение с размерами кристаллов 2—5 мм. Последние обычно хорошо ограничены, часто представлены скаленоэдрами. В отдельных случаях кристаллы прозрачные, чаще мутные, иногда с розоватым оттенком. Такие гнезда обнаружены в карманообразных углублениях базальной поверхности каллавереской свиты (Юлгазе), на контактах с маломощными прослоями темного аргиллита (Маарду), в составе рудного «оболового конгломерата» (Маарду) и в других местах. В их расположении по разрезу не наблюдается отчетливых закономерностей — они как будто приурочены к резким неоднородностям осадочного комплекса. Пока они найдены только в районе Маарду—Юлгазе, при этом исключительно в обнажениях. Шансы на обнаружение таких форм в буровых кернах минимальны из-за их большой редкости. По этой же причине карбонатные образования данного типа не имеют существенного значения в горнодобывающем деле.

Характерной чертой этих жеодово-друзовых гнезд является низкое содержание в них нерастворимого силикатного материала и, прежде всего, чисто кальцитовый состав карбонатного компонента (рис. 1, а). Если считать все определенные в солянокислом растворе примесные

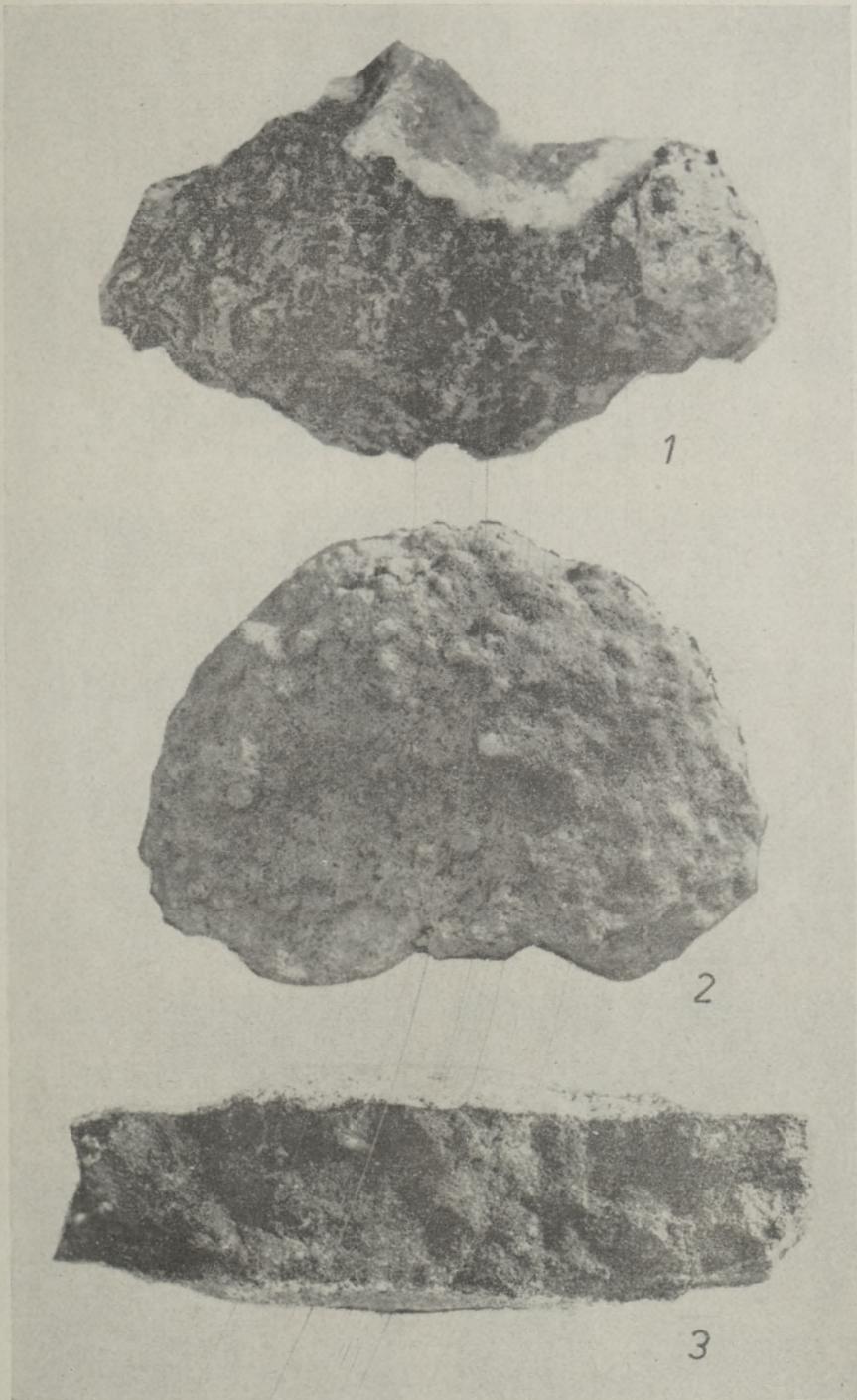
Химический состав карбонатопроявлений в каллавереской свите Эстонии, %

Местонахождение	Проба	Минеральные фазы	Исходный анализ				Пересчет на карбонатный компонент						
			CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	н. о.	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂
А Секционные образования													
Маарду	ТОК-1	К	49,54	0,65	0,88	0,60	40,55	7,78	53,72	0,70	0,95	0,65	43,98
Маарду	1А	К	49,15	0,99	0,65	0,58	40,47	8,16	53,52	1,08	0,71	0,64	44,06
Юлгале	О	К	52,53	1,49	0,45	0,44	43,22	2,17	53,39	1,52	0,46	0,45	44,18
Б Цемент однофазовый													
Маарду	ТОК-2	Д	19,09	11,70	3,46	0,23	30,12	35,40	29,55	18,11	5,36	0,36	46,62
"	ТОК-3*	Д	20,65	11,03	2,65	0,27	30,14	35,26	31,90	17,04	4,09	0,42	46,55
"	ТОК-4*	Д	22,54	9,43	2,29	0,20	29,60	35,94	35,18	14,72	3,57	0,31	46,22
"	ТОК-5*	Д	22,59	14,93	2,13	0,16	35,57	24,62	29,97	19,81	2,82	0,21	47,19
Раквере	2	Д	5,77	4,13	0,55	0,09	9,47	79,99	28,84	20,64	2,75	0,45	47,32
"	20	Д	3,55	1,61	0,32	0,05	4,79	89,68	34,40	15,60	3,60	0,48	46,42
"	28	Д	3,29	1,41	0,20	0,07	4,29	90,74	35,53	15,23	2,16	0,76	46,32
"	30	Д	6,92	5,42	0,43	0,07	11,70	75,46	28,20	22,09	1,75	0,28	47,68
"	31	Д	7,05	4,58	0,58	0,14	11,02	76,63	30,17	19,60	2,48	0,60	47,15
"	32	Д	8,72	4,85	0,63	0,14	12,66	73,00	32,30	17,96	2,33	0,52	46,89
Р-1634 А		Д	4,71	4,37	0,40	0,09	8,81	81,62	25,62	23,78	2,18	0,49	47,93
Р-1634 В		Д	6,31	5,01	0,48	0,10	10,82	77,28	27,77	22,05	2,11	0,44	47,63
Р-1634 С		Д	5,35	4,29	0,31	0,08	9,16	80,81	27,88	22,36	1,62	0,42	47,72
В Цемент двухфазовый													
Табасалу	Ф-294-126 А	К+(D)	10,49	0,22	0,21	0,18	8,72	80,18	52,92	1,11	1,06	0,91	44,00
"	Ф-294-126 В	К+D	10,32	0,23	0,34	0,17	8,68	80,26	52,28	1,16	1,72	0,86	43,98
Канама	Ф-297-64,5	К+(D)	12,80	0,45	0,22	0,20	10,81	75,52	52,28	1,84	0,90	0,82	44,16

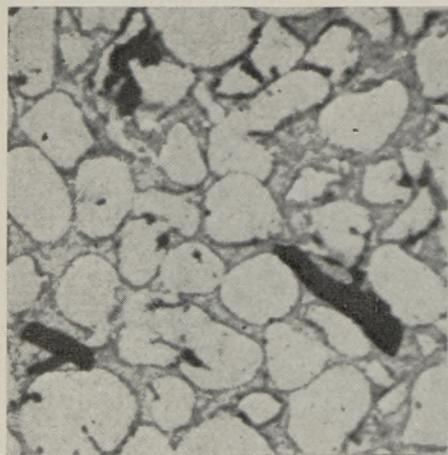
Примечание. К — кальцит, D — доломит, (D) — следы минерала.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии АН ЭССР Л. Сяга.

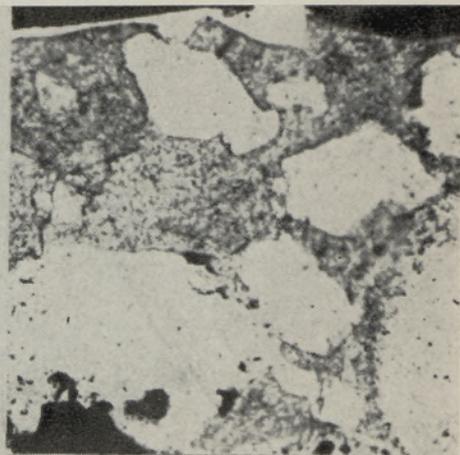
* Образцы с искусственным обогащением карбоната на электромагнитном сепараторе СИМ.



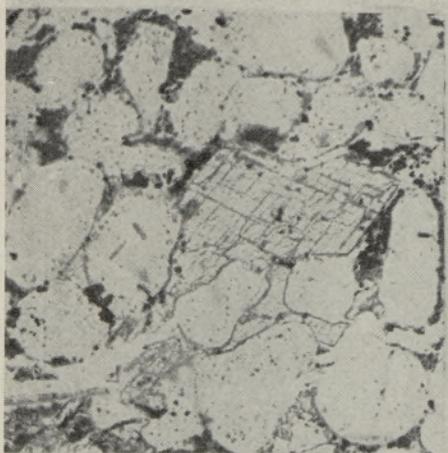
- 1 — Жеода кальцита в оболочке фосфорите. Месторождение Маарду. 1:1.
 2 — Доломитовый пойкилокластический цемент в мелкозернистом песчанике. Скв. Р-1634, гл. 102,2 м. 1:1.
 3 — Темно-серый слой с пойкилокластическим базальным доломитовым цементом в песчанике калавереской свиты. Месторождение Маарду. 1:1.



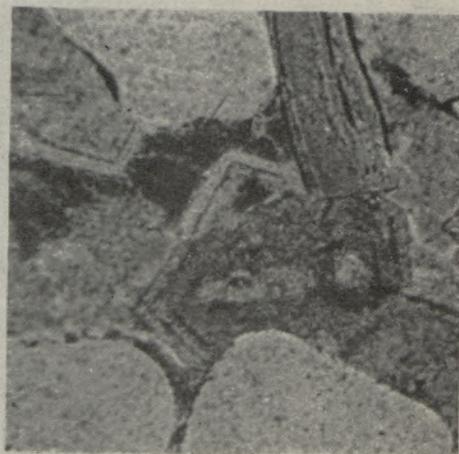
1



2



3



4



5



6

количества MgO, FeO и MnO (таблица) входящими в структуру кальцита, получим для этих образований следующую усредненную кристаллохимическую формулу: $(Ca_{0,96}Mg_{0,02}Fe_{0,01}Mn_{0,01})CO_3$, хорошо объясняющую слабый сдвиг рефлекса d_{112} в сторону заниженных значений (3,033—3,029 Å), а также совершенную структуру решетки кальцита, близкую к идеальной (рис. 1, а).

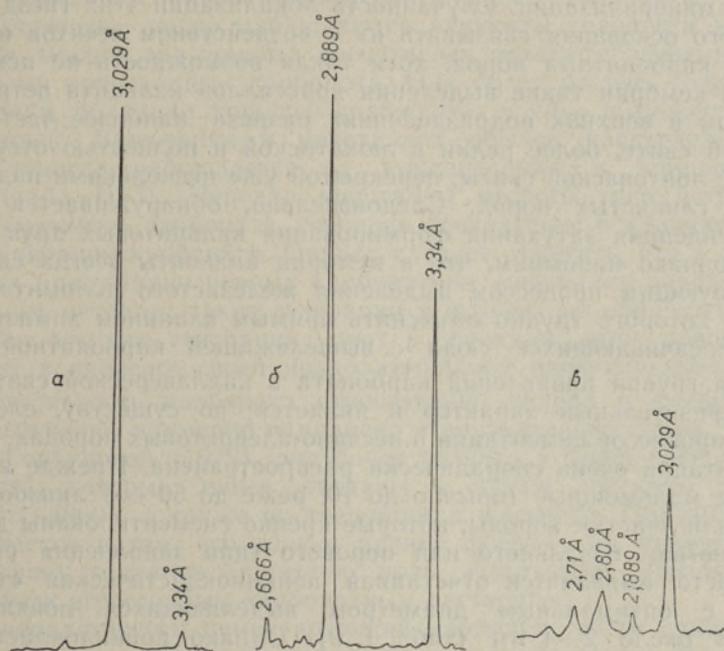


Рис. 1. Дифрактограммы карбонатных минералопоявлений в каллавереской свите. а — жеода в песчанике (Маарду); б — доломитовый цемент песчаника (Маарду); в — пойкилокластический цемент песчаника из западной части Северной Эстонии (скв. Табасалу Ф-294, гл. 126 м).

Большие размеры образований, локализация их в местах неоднородностей в породе, характер кристаллов и пустотный центр в них позволяют отнести эти формы к секретионным образованиям, сформировавшимся путем медленного роста кристаллов из ионных растворов. По внешнему виду они очень сходны с аналогичными жеодами из подстилающих кембрийских отложений (Пиррус, 1977), с той лишь разницей, что вокруг образований из ордовикских фосфоритов пока не найдено

ТАБЛИЦА II

- 1 — Доломитовый цемент базального типа в песчанике каллавереской свиты. Формы разъедания обломочных зерен отсутствуют. Скв. Канамаа Ф-297, гл. 64,5 м. Увел. $\times 50$.
- 2 — Доломитовый цемент базального типа с заметными проявлениями разъедания на поверхности зерен кварца. Скв. Тухала Ф-287, гл. 123,5 м. Увел. $\times 100$.
- 3 — Доломитовый цемент порового типа заполнения с отдельными сформировавшимися крупными кристаллами доломита. Скв. Саку F-22, гл. 70,8 м. Увел. $\times 100$.
- 4 — Доломиты двух генераций в составе пойкилокластического цемента: слабокристаллическая масса заполнения пор с равномерным распределением глинистых частиц и идиоморфные крупные кристаллы с зональным строением. Скв. Нарва 886, гл. 20,8 м. Увел. $\times 100$.
- 5 — Неправильно оконтуренные кристаллы цементирующего доломита в поровом пространстве ракушечного песчаника каллавереской свиты. Скв. Хара F-25, гл. 94,2 м. Увел. $\times 100$.
- 6 — Замещение и коррозия доломитом (светлое) фосфатного материала фосфоритов (темное). Скв. Мыйзакюла F-26, гл. 96,1 м. Увел. $\times 100$.

первичной слабо раскристаллизованной внешней доломитовой каймы, которая наблюдается у кембрийских образований. Последний признак позволяет рассматривать аналогичные кристаллы кальцита в кембрии как продукт позднейшего «самоочищения» — т. е. распада первичных доломитовых соединений сложного состава. Возможно, что и в фосфоритах эти кальциты представляют наиболее позднюю генерацию карбонатной минерализации. Случайность локализации этих гнезд не дает бесспорного основания связывать их с воздействием агентов из вышележащих карбонатных пород, хотя такая возможность не исключена. Кстати, в кембрии такие выделения кристаллов кальцита встречаются в основном в верхних подразделениях разреза: наиболее часты они в тискреской свите, более редки в люкатиской и полностью отсутствуют начиная с лонтоваской свиты, перекрытой уже несколькими надежными экранами глинистых пород. Следовательно, обнаруживается определенная тенденция затухания формирования кальцитовых друз вниз по разрезу, однако напомним, что в кембрии кальциты всегда связаны с предшествующим процессом выделения железистого доломита, происхождение которого трудно объяснить прямым влиянием химизма растворов, просачивающихся сюда с вышележащей карбонатной толщи.

Вторая группа проявлений карбоната в каллавереской свите имеет менее выразительный характер и является, по существу, следствием обычных процессов цементации в песчано-алевритовых породах. Правда, эта цементация очень спорадически распространена. Прежде всего это отдельные маломощные (обычно до 10, реже до 50 см) линзообразные прослои или участки породы, которые крепко цементированы доломитным веществом базального или порового типа заполнения (табл. II, 1, 3). Часто выявляется отчетливая пойкилокластическая структура цемента с оптимальным диаметром выделяющихся пойкилитовых «горошек» около 2—4 мм (табл. I, 2). Однако пойкилокластическая структура выявляется далеко не во всех случаях — очень часто она установима лишь в шлифах. При этом нет строгой закономерности в общей степени цементации — нередки даже случаи, когда породы без видимой пойкилокластической структуры цементированы в большей степени, чем породы с «гороховым» строением. Встречены и участки песчаников, в которых развивается сплошной базальный цемент, а сама порода напоминает темно-черный известняк (Маарду, обр. ТОК-2; табл. I, 3). Карбонатное вещество в наиболее цементированных породах каллавереской свиты составляет обычно 9—25% и лишь в отдельных образцах с базальным цементом из карьера Маарду (ТОК-2) — 65% (таблица). При этом характерно, что в разрезе со цементированными породами всегда контактируются или даже переслаиваются рыхлые бескарбонатные породы, которые при бурении дают сыпучий шлам.

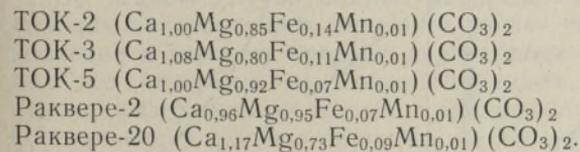
Прямых данных, свидетельствующих об усилении карбонатной цементации в сторону тектонических нарушений, в нашем распоряжении не имеется. Наоборот, наблюдаемая случайность уровней с карбонатным цементом в разрезе, частая приуроченность их к участкам переслаивания песчаников с прослоями глин, а прежде всего несущественная доля карбонатсодержащих слоев в абсолютной массе пород разреза — все это заставляет искать причины локализации цемента не в механизме бокового воздействия растворов из трещинных тектонических зон, а скорее всего, в каких-то механизмах медленно протекавших катагенетических процессов в нормальной толще пород.

В шлифах карбонатное цементирующее вещество встречается в разнообразной форме — представлены цементы пленочного, порового и базального типов. Преобладающим является поровый тип, который встречается в случаях, когда карбонатный цемент развит очень слабо и представлен изолированными центрами. Структура цементирующего

карбоната представлена кристаллизационно-зернистым или крупнокристаллически-пойкилокластическим типами с преобладанием последнего (табл. II). По внутреннему строению выделяются две разновидности карбоната. Первую из них можно назвать «мутной», она характеризуется наличием большой массы различных включений из глинистых минералов, органического вещества и пирита, располагающихся более или менее равномерно в массе карбоната. Кристаллы слабо огранены, редко наблюдаются элементы спайности и псевдоадсорбция. Второй тип цемента представлен гипидиоморфными или идиоморфными кристаллами карбоната. Они более чистые, содержат мало включений, обладают хорошей спайностью и ярко выраженной псевдоадсорбцией. Включения в кристаллах обычно распределены равномерно, иногда наблюдается их концентрация в приповерхностной части (табл. II, 3). Нередко кристаллы второго типа встречаются в массе «мутного» карбоната, создавая впечатление о наличии в цементе двух генераций карбоната. Однако следует отметить, что в образцах, в которых присутствие разных карбонатных минералов определено рентгеновским методом, такие генерации в шлифах не обнаружены. Следовательно, эти две генерации дают в основном один преобладающий доломит в процессе своей продолжительной раскristаллизации.

Агрессивность карбоната относительно кварца и фосфатного детрита выражена примерно одинаково и сравнительно слабо. По данным Л. И. Горбуновой (1979), она более развита у зерен алевритовой размерности, которые менее окатаны и лучше доступны разведанию (Carozzi, 1960), а также по трещинам в минерале. Причина возможно заключается в том, что тонкая пленка фосфата на минеральных зернах играет какую-то защитную роль, выравнивая условия противодействия к агрессивным карбонатным растворам.

Минералогически цементирующий карбонат строго однофазовый — повсеместно, по крайней мере в разрезах восточнее Маарду, в его составе рентгеновской дифрактометрией установлен только доломит. При этом последний имеет несколько расширенную решетку (2,889—2,891 Å), однако гораздо менее искаженную, чем доломиты цемента подстилающих кембрийских отложений (Пиррус, 1977). Объясняется это тем, что роль Fe и Mn в доломитах фосфоритоносного комплекса более скромная (таблица), чем в подстилающих кембрийских породах. Поскольку железо и марганец в структуре доломита могут замещать как магний (чаще), так и кальций (реже), то вхождение их в структуру минерала изменяет ее основной параметр в различных направлениях, поэтому установить четкой корреляции между химизмом и средним межплоскостным расстоянием структуры в нашем материале не удалось. Расчет данных химического анализа растворимого в соляной кислоте компонента с внесением несущественных поправок на растворение некарбонатных минералов дал для цементирующего доломита следующие ориентировочные кристаллохимические формулы:



Как видно, в ряде случаев кальций превалирует над магнием и некоторые формулы напоминают т. н. протодоломиты, для которых, как известно, характерен также сдвиг рефлекса d_{112} в сторону больших межплоскостных расстояний. Однако при этих расчетах следует учитывать и возможную ошибку, источником которой является растворение в кислоте части фосфатов, могущих дать дополнительные количества

кальция, избыточного для расчета реальных кристаллохимических формул доломита.

Что касается вопроса о том, входит ли все анализируемое количество железа и магния в структуру карбонатного компонента или же они частично связаны с легкорастворимыми некарбонатными компонентами породы, то ответ на это дает взаимоотношение этих компонентов с количеством нерастворимого остатка (рис. 2). Для магния это соотношение почти линейное до высших показателей некарбонатного составляющего — следовательно, обогащения магнием за счет силикатов практически не происходит, что в принципе характерно и для железа — большой разброс содержания FeO в наиболее карбонатных образцах соответствует флуктуации содержания элемента именно в структуре карбоната. Свидетельством вхождения железа в решетку минерала является возможность выделения центрирующего доломита на электромагнитном сепараторе, что подтверждается данными литературы (Блисковский и др., 1981; Блисковский, 1983) и нашим опытом (таблица).

Так или иначе, полученный материал свидетельствует о более слабой железистости цементирующего фосфоритоносные песчаники доломита, по сравнению с тем же в нижележащих породах кембрия. В последних, как известно, межплоскостное расстояние d_{112} доходит часто до 2,91 Å (Пиррус, 1977). Отсюда следует, что хотя доломитовый тип цемента является приравнивающим фактором для катагенетической цементации терригенных нижнепалеозойских пород разреза Эстонии, его состав закономерно меняется по разрезу, а именно — железистость доломита увеличивается книзу. С одной стороны, это может быть связано с переходом ордовикских и верхне-среднекембрийских песчаных пород в алевроитовые в нижнем кембрии, что из-за уменьшения размеров пор замедляет режим инфильтрации и изменяет гидрохимический характер процесса, а с другой — с появлением в разрезе заметного количества глинистых пород, всегда обладающих повышенными запасами подвижного железа, поддающегося фиксации в составе катагенетического доломита. О закономерном повышении роли железа в карбонатпроизводящих растворах в направлении к нижним уровням разреза говорит и появление небольших количеств сидерита начиная с прослоев песчаников в лонтоваской свите, на что указывалось ранее (Пиррус, 1977), а также в последние годы. Если это так, то на изменение железистости доломитов по вертикальному разрезу следует обращать особое внимание, ибо в этом может проявляться один из ведущих законов регионального катагенеза.

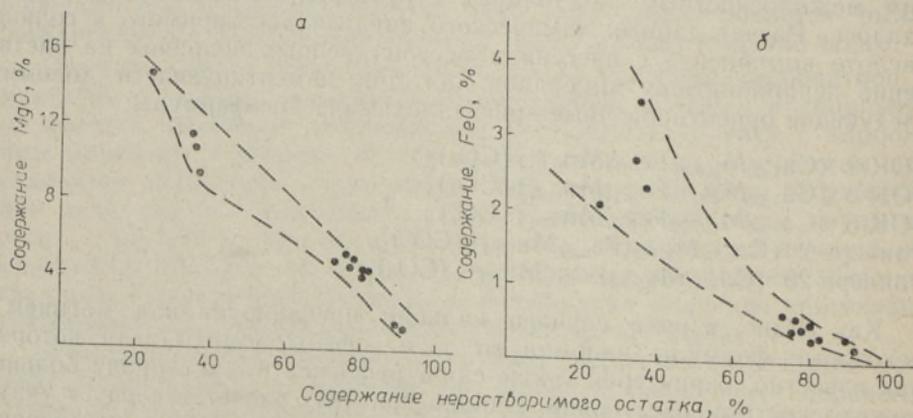


Рис. 2. Зависимость содержания магния (а) и железа (б) в солянокислом растворе от содержания нерастворимого остатка образцов.

В свете этих материалов карбонатную цементацию трудно связать с предполагаемым действием телетермальных растворов, поднимающихся из более глубоких зон региона: вертикальная эволюция минерализации не находит удовлетворительного объяснения.

Все сказанное относится к той части Северной Эстонии, которая расположена восточнее Таллина. К западу же от столицы в цементующем карбонате присутствует и кальцитовая фаза. Это разрезы скважин Табасалу (Ф-294) и Канамаа (Ф-297), в которых встречаются участки детритового песчаника с карбонатным цементом пойкилокластического типа (Табасалу) или же только крупные пойкилокласты диаметром ~ 10 мм в рыхлой массе песчаника (Канамаа). В обоих случаях в материале преобладает кальцит, доломит встречается в виде второстепенной примеси (рис. 1, в).

Интересно еще отметить, что в этом, преимущественно кальцитовом типе цемента содержится наибольшее количество марганца, вдвое превышающее уровень содержания его в доломитовых разновидностях цемента (таблица). Марганец, видимо, активно мобилизуется в процессах цементации, однако более подходящие условия фиксации находят в кальците.

Природа этих кальцитов пока не ясна. Возможно, в северо-западной части Эстонии возникли условия, в которых режим катагенетической цементации привел к преимущественному выпадению кальцита, аналогично секреторно-жеодовым образованиям, описанным выше. По крайней мере морфология цемента в разрезе Табасалу вполне идентична морфологии доломитового цемента в восточных районах Эстонии. Разрез Канамаа, правда, имеет свои отличия и может быть рассмотрен как аномальное проявление цементации.

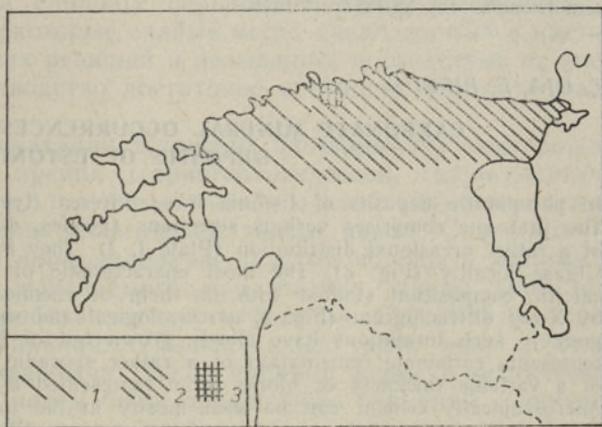


Рис. 3. Предварительное районирование территории Северной Эстонии по типам карбонатпроявлений. 1 — распространение преимущественно кальцитового цемента; 2 — распространение доломитового цемента; 3 — находки жеодово-секреторных образований.

Во всяком случае знание распределения доломита и кальцита в породах пакерортского горизонта может сыграть важное геологическое значение и поэтому требует дальнейшего тщательного изучения. Данные же, которыми мы сейчас обладаем, позволяют лишь приблизительно разграничить весьма принципиальное изменение карбонатной составляющей цемента пород по меридиану Таллина (рис. 3).

ЛИТЕРАТУРА

- Блисковский В. З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М., 1983.
 Блисковский В. З., Шмелькова Ю. Ф., Колесникова В. М., Липовецкая Н. В. Железо-содержащие минералы в ракушечных фосфоритах Прибалтики. — В кн.: Вещественный состав фосфоритных руд. (Тр. ГИГХСа, вып. 52). 1981, 3—22.

- Горбунова Л. И. Минеральные образования седиментационной и диагенетической стадий формирования отложений. — В кн.: Фосфатоносные отложения ордовика Прибалтики. М., 1979, 47—81.
- Пиррус Э. Основные черты карбонатной минерализации в терригенных отложениях кембрия Северной Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1977, 26, № 3, 191—197.
- Пичугин М. С., Пуура В. А., Вингисаар П. А., Эрисалу Э. К. Региональные проявления метасоматической доломитизации в связи с тектоническими нарушениями в нижнепалеозойских отложениях Северной Прибалтики. — Сов. геол., 1976, № 10, 78—90.
- Пуура В., Раудсеп Р., Расс В., Туулинг И. О зонах дислокации и вторичной доломитизации в северо-восточной части Раквереского месторождения фосфоритов. — Изв. АН ЭССР. Геол. 1983, 32, № 3, 101—109.
- Смирнов А. И., Буробина Т. Я., Журавлева Э. К., Карпова Н. М., Платова М. Н. К вопросу о минералогии ракушечных фосфоритных руд Прибалтийского бассейна. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов. (Тр. ГИГХСа, вып. 26). 1974, 52—67.
- Carozzi, A. V. Microscopic Sedimentary Petrography. New York—London, 1960.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
23/IV 1985

T. OJA, E. PIRRUS

KARBONAATNE MINERALISATSIOON EESTI FOSFORIITIDES

Karbonaatsete mineraalide ilmingud kallavere kihistu kivimites võib jaotada kolmeks tüübiks: 1) kaltsiitse koostisega iseseisvad druusid, žeoodid ja pesad; 2) dolomiitse koostisega poori- või basaaltsement liivakivides; 3) dolomiit-kaltsiitne segatsement liivakivides. Viimase levila on piiratud ja leiud pärinevad kõik Loode-Eestist lääne pool Tallinna. Idapoolsemates läbilõigetel on leitud üksnes dolomiitset tsementi. Geoloogiliste ja mineraloogiliste andmete põhjal on mineralisatsioonil suur sarnasus lamavates kambriumi kihtides täheldatavaga, iseloomulik erinevus on vaid tsementeeriva dolomiidi väiksem rauasisaldus kallavere kihistus.

T. OJA, E. PIRRUS

CARBONATE MINERAL OCCURRENCES IN PHOSPHORITE DEPOSITS OF ESTONIA

In phosphorite deposits of Estonia three different types of carbonate minerals occur. The first one comprises various secretions (geodes, druses, etc.) measuring 1—10 cm of a rather occasional distribution (Plate I, 1). They have been found only in Maardu-Ulgase locality (Fig. 3). The most characteristic of this type is the almost purely calcitic composition studied with the help of chemical analysis (Table) as well as by X-ray diffractogram (Fig. 1, a). Geological and some other data have shown that possibly such formations have slowly grown out of ionic solutions. The second type represents carbonate cementation of a rather sporadic occurrence. There belong layers of a variable thickness or blocks often represented by poikilitic rock (Plate I, 2, 3). Microscopically cement can be seen mostly in the form of a crystallized-grained or poikiloclastic-coarse-grained pore or basal cement (Plate II). Aggressiveness of carbonate towards detrital quartz and phosphatic debris is generally weak but sometimes it may be rather strong (especially inside the debris particles). Mineralogically cement is composed of dolomite (Fig. 1, b) where Fe and Mn occur as isomorphic admixture. Almost linear dependence between their content and insoluble residue shows that non-carbonate material has not served as a supplementary basis for the appearance of these components (Fig. 2). This type of carbonate minerals occurs approximately east of the Tallinn Line, whereas the third type lies west of Tallinn (Fig. 3). In the latter type dolomite contains also calcite together with cement (Fig. 1, b).

The geological, chemical, X-ray diffractometrical and polarizing-microscopical studies of carbonate material and its comparisons with carbonate mineral occurrences in underlying Cambrian-Vendian beds have shown that by all these types they have been formed as a result of normal-catagenetic processes where ground water served as a source for carbonate material. We have no proof of alternative sources of carbonate material (its migration by tectonic faults from deep-lying rock beds or oozing from overlying carbonate rocks). However, we cannot ignore their possible existence. To clear up this problem a further detailed study of the material will be needed.