

УДК 549.742.111+552.143

© Д.чл. УАГН **В.П. Шуйский**

## **КАЛЬЦИТ ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД УРАЛА**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г.Екатеринбург*

© Shuisky V.P.

## **THE CALCITE FROM SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS**

Автореферат

Описываются особенности структурного, текстурного, химического состава и генетических типов кальцита химического, биохимического и биогенного происхождения в осадочных карбонатных породах Урала.

Библ. 20. Рис. 10. Табл. 5.

**Ключевые слова:** кальцит, осадочные карбонатные породы, рифы, Урал, минералогия, литология.

Кальцит, являясь травивальным пороодообразующим минералом, чрезвычайно широко распространен в осадочных толщах верхнего докембрия, палеозоя, в меньшей степени мезозоя и кайнозоя всего Уральского региона. Несмотря на массовость и разнообразие материала, в минералогическом аспекте осадочный кальцит практически не изучен. В публикациях преимущественно литологического плана приводятся в лучшем случае результаты поверхностных визуальных наблюдений. Даже данные фазовых химических анализов по карбонатным минералам встречаются редко.

Отсутствие заметного интереса к кальциту как объекту минералогических исследований объясняется характером и содержанием тех практических задач, которые решаются при литологическом изучении карбонатных пород. Действительно, основные проблемы генезиса карбонатных отложений в общем виде достаточно удовлетворительно решаются на надминеральном уровне, т.е. на уровне пород и литофаций с их структурно-текстурными особенностями, составом и морфологией первичных и вторичных структурных компонентов, биономией пороодообразующих организмов и т.д.

Минералогические и геохимические характеристики осадочного кальцита приобретают первостепенное значение при стадийном анализе, когда необходимо выяснить всю последовательность диагенетических, катагенетических и метагенетических процессов в системе «осадок – порода». Однако, к сожалению, примеров тонкого стадийного анализа карбонатных пород на уральском материале найдется немного. Приходится признать, что современный уровень минералого-вещественной изученности карбонатных отложений Урала весьма невысок.

Основная масса осадочного кальцита сосредоточена в известняках, и только относительно небольшая часть – в терригенных породах в виде цемента, различных диагенетических новообразований, а также раковин беспозвоночных и других окаменелостей известкового состава.

Как известно, карбонат кальция известняков может быть химического, биохимического и биогенного происхождения. По преобладанию той или иной генетической формы кальцита выделяются три основные группы известняков: хемогенные, биохемогенные (криптогенные) и биогенные или органогенные. Такое подразделение известняков, распространенное в отечественной литологической литературе, достаточно условно, поскольку в чистом виде перечисленные разновидности встречаются относительно редко. Более обычны различные смешанные типы пород, в которых одновременно присутствуют какие-либо две или все три формы кальцита.

Типичным примером хемогенных кальцититов являются оолитовые известняки, встречающиеся на разных стратиграфических уровнях и географически довольно широко распространенные на Урале, где имеются промышленные запасы оолитовых известняков, пригодных в качестве стенового материала при строительстве и как сырьё для изготовления технологической и строительной извести класса А [Кокаровцев, 1973]. Месторождение приурочено к филлиповскому горизонту кунгурского яруса нижней перми. Оолитовые известняки того же возраста разведывались в Пермской области также на Большесарсинском, Шарашинском и некоторых других месторождениях.

Лагунный комплекс филлиповского горизонта, развивавшийся в Предуральском краевом прогибе на фоне усиливающейся деградации и эвапоритизации бассейна, включает, поми-

Химический состав оолитовых известняков

	1	2	3	4	5	6
CaO	53,90	54,11	54,43	55,68	55,40	38,97
MgO	2,33	0,34	0,62	0,78	0,68	11,55
FeO	-	-	-	-	-	2,79
MnO	-	-	-	-	-	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,32	0,06	0,79	0,09	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,19	0,08	0,09	0,05	0,36
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	43,36	44,42	43,52	41,76	43,76	44,38
н.о.	0,48	-	-	-	-	-
Сумма	100,33	100,22	99,23	99,44	100,20	98,14

Продолжение таблицы 1

	7	8	9	10	11
CaO	52,89	53,89	54,52	55,56	52,91
MgO	1,36	0,63	1,12	0	1,12
FeO	0,15	0,23	-	-	-
MnO	0,01	0,01	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,04	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	сл.	сл.	-	-	-
SO <sub>3</sub>	0,05	0,05	-	-	-
CO <sub>2</sub>	42,90	43,45	43,38	42,54	43,63
п.п.п.	44,23	43,96	-	-	-
н.о.	0,43	0,39	0,94	0,14	0,26
Сумма	99,16	99,20	98,96	98,24	97,93

Примечание: 1 – прослой оолитового известняка среди доломитов; нижняя пермь, филипповский горизонт; западный склон Урала, Большесарсинское месторождение карбонатных пород (материал С.Е.Шагалова); 2-4 – известняк оолитовый кавернозный; нижняя пермь, филипповский горизонт; западный склон Урала, Шарашинское месторождение (материал А.А.Коршенова); 5 – известняк оолитовый с обломками раковин; нижняя пермь, филипповский горизонт; западный склон Урала, Камайское месторождение известняков и доломитов (материал А.М.Шатровской); 6 – галька оолитового известняка из конгломератов основания триас-юрской угленосной толщи; Зауралье, Ир-

мо оолитовых известняков, также микрозернистые пелитоморфные известняки, микрозернистые седиментационные доломиты и оолитовые первичные доломиты. Из органических остатков здесь встречаются редкие мелкие остракоды, моллюски и строматолиты, что служит дополнительным свидетельством аномальности среды обитания против определенного морского стандарта.

Оолитовые известняки образуют прослои и линзы мощностью от первых сантиметров до десятков сантиметров среди других карбонатных пород. Отдельные оолиты округлой, иногда слегка овальной формы размером от 0,2-1,0 мм до 2-3 мм. Наблюдается сортировка оолитов по размерам, слоистость плоская горизонтальная, волнистая или косая течениевого типа. Цемент оолитовых известняков базальный из микрозернистого кальцита, пленочный или крустификационный кальцитовый. Оолитовые известняки Камайского месторождения сильно пористые с удельным весом 1,9-2,4 г/см<sup>3</sup> [Кокаровцев, 1973].

Каждый оолит в отдельности имеет концентрически-зональное строение. В центрах оолитов нередко наблюдаются мелкие детритовые частички карбонатного состава или комочки микритовой структуры. Концентры толщиной 0,01-0,03 мм по всей окружности оолита, отделяются друг от друга микрозубчатыми поверхностями, а иногда тончайшими прокладками темноцветного пылеватого карбоната. Концентры образованы агрегатами тесно сомкнутых игольчатых кристаллов кальцита, которые ориентированы по радиусам оолита. При некоторой перекристаллизации смежные концентры теряют индивидуальность. Сначала кристаллические индивиды, расположенные по радиусам, в отдельных сегментах сливаются друг с другом, образуя сноповидные агрегаты, прорастающие несколько смежных концентров при сохранении зонального строения оолита. На конечных стадиях перекристаллизации это строение утрачивается и оолиты приобретают сферолитовую структуру.

По вещественному составу оолитовые известняки филипповского горизонта – это относительно чистые мономинеральные кальцитовые породы с незначительной примесью доломита и полуторных окислов (Табл. 1, анализы 1-5).

Л.А.Умовой [1955] описан интересный тип структуры оолитового известняка, обнаруженного в виде гальки в низах

битский район [Умова, 1955]; 7 – кальцитовые пизолиты из рифогенных известняков; верхний силур, нижний лудлов, исовская свита; восточный склон Северного Урала, Исовской район, прииск Глубокий (материал В.П.Шуйского); 8 – известняк микрокомковато-псевдооолитовый из рифового массива; нижний девон, прагиен, федотовские слои; западный склон Среднего Урала, р.Серга в районе Катниковской пещеры (материал В.П.Шуйского); 9 – известняк оолитовый из рифового массива; верхний силур, лудлов; западный склон Северного Урала, р.Ильч (материал А.И.Антошкиной); 10, 11 – известняк оолитовый из рифового массива; нижний карбон, визе; западный склон Северного Урала, р.Большая Надота (материал А.И.Елисева).

продуктивной угленосной толщи триас-юрского возраста Ирбитского района. Оолиты угловато-округлой формы величиной 0,8-2 мм, окружены каймой сферолитового кальцита шириной 0,4 мм. Каждый оолит помещается в монокристалле кальцита размером 2-3 мм. Монокристаллические зерна многогранной формы, с поверхности покрытые пленкой окислов железа. Химический анализ показывает повышенное содержание окиси магния (Табл. 1, анализ 6), но поскольку по показателю преломления в иммерсионных жидкостях (1,668-1,670) устанавливается только кальцит, то автор предполагает изоморфное замещение части кальция магнием. Другими методами наличие в породе высокомагнезиального кальцита не подтверждено.

Оолитовые известняки или известняки с существенной примесью оолитов встречаются и среди морских отложений, в том числе рифогенных, тяготея к крайне мелководным литоральным фациям. По вещественному составу эти породы мало отличаются от лагунной модификации (Табл. 1, анализы 8-11), но характеризуются заметной примесью биокластики и карбонатных микрозернистых комков, а также псевдооолитов (рис.1), у которых большая часть объема занята окатанным детритом или карбонатными комками.

В верхнесилурийском Исовском рифовом массиве у прииска Глубокого среди водорослево-коралловых известняков встречаются карманы и линзы мощностью 10-20 см и длиной до 0,5-1,0 м и пизолитового материала. Пизолиты крупные величиной от 5-6 мм до 1-3 см отчетливо концентрически-зональные, иногда со следами разламывания и залечивания. В центре пизолитов чаще всего наблюдаются угловатые или угловато-округ-

лые интракласты мелкозернистого известняка (рис.2, 3). Пизолиты цементируются иловатым ожелезненным карбонатным осадком. По химическому составу пизолиты почти чисто кальцитовые (Табл. 1, анализ 7), строение их совершенно аналогично оолитам и отличается только большей толщиной кальцитовых концентров. Образование пизолитов, по-видимому, происходило в замкнутых ваннах на поверхности риф-флота в периоды отливов на фоне значительного разогрева воды под действием интенсивной инсоляции.

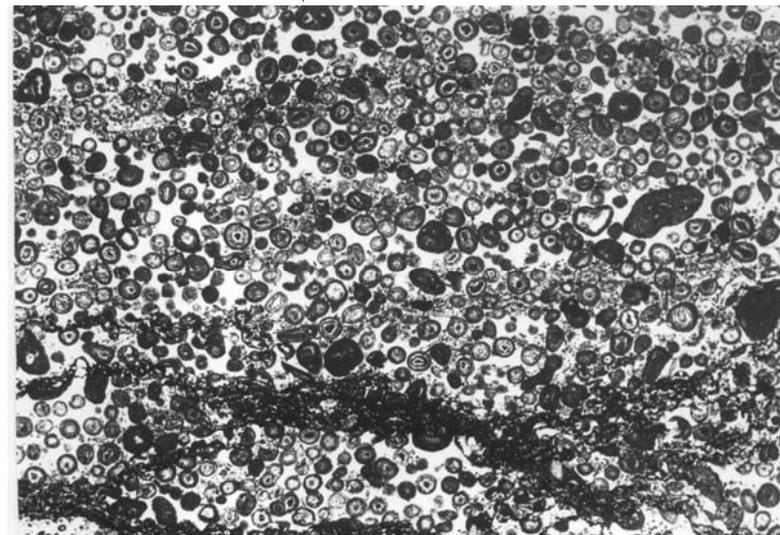


Рис.1. Оолитовый известняк. Шлиф. Увелич.7. Восточный склон Урала, Североуральский район, р.Колонга. Верхний силур, колонгинская свита.

Предполагается, что при образовании каждого концентра оолита или пизолита сначала откладывался слой аморфного карбоната, и только затем шло постепенное образование микрокристаллов кальцита, расположенных по нормали к поверхности осаждения [Атлас текстур..., 1969]. Иногда в современных морских оолитах наблюдается чередование кальцитовых и арагонитовых концентров. В палеозойских оолитах Урала состав концентратов исключительно кальцитовый.

Являются ли оолиты и пизолиты продуктами чисто химических процессов не совсем ясно. Имеется ряд доводов в пользу того, что при их образовании активно участвовала бактериаль-

ная прокариотная микрофлора [Радионова, 1976]. Не входя в детали дискуссии по данному вопросу, следует сказать, что все же большинство исследователей придерживается химической концепции оолитообразования, оставляя биохимический механизм для онколитов и подобных им образований.

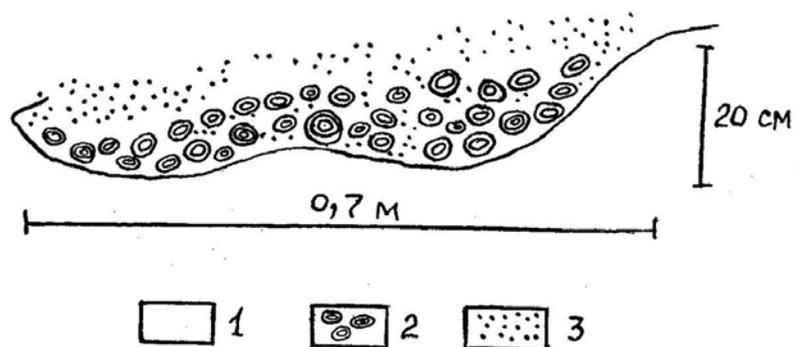


Рис. 2. Скопление кальцитовых пизолитов в рифовом известняке. Зарисовка. Восточный склон Урала, Исовской район, прииск Глубокий. Верхний силур, исовская свита. 1 – рифовый известняк, 2 – пизолиты, 3 – красный пелитоморфный матрикс.

К группе биохеогенных или криптогенных (в более широком смысле) относятся микрозернистые, микросгустковые, микрокомковатые, а также онколитовые, строматолитовые и некоторые другие сходные типы известняков. Они довольно широко распространены в разрезе верхнего докембрия и палеозоя, особенно западного склона Урала и Приуралья. Некоторые примеры вещественного состава этих известняков приведены в табл. 2. Отдельные структурные типы известняков показаны на рис. 4-7.

Первичный седиментационный карбонат этих пород представлен скоплениями изометричных ксеноморфных зерен кальцита размером 0,01-0,001 мм и менее. Микритовая, темная в проходящем свете и плотная фарфоровидная в отраженном, карбонатная масса, состоящая из этих зерен, редко бывает однородной даже в пределах одного шлифа. Обычно она расчленена на полосы, бесформенные пятна и сгущения участками более светлого, в той или иной степени раскристаллизованного кальцита.

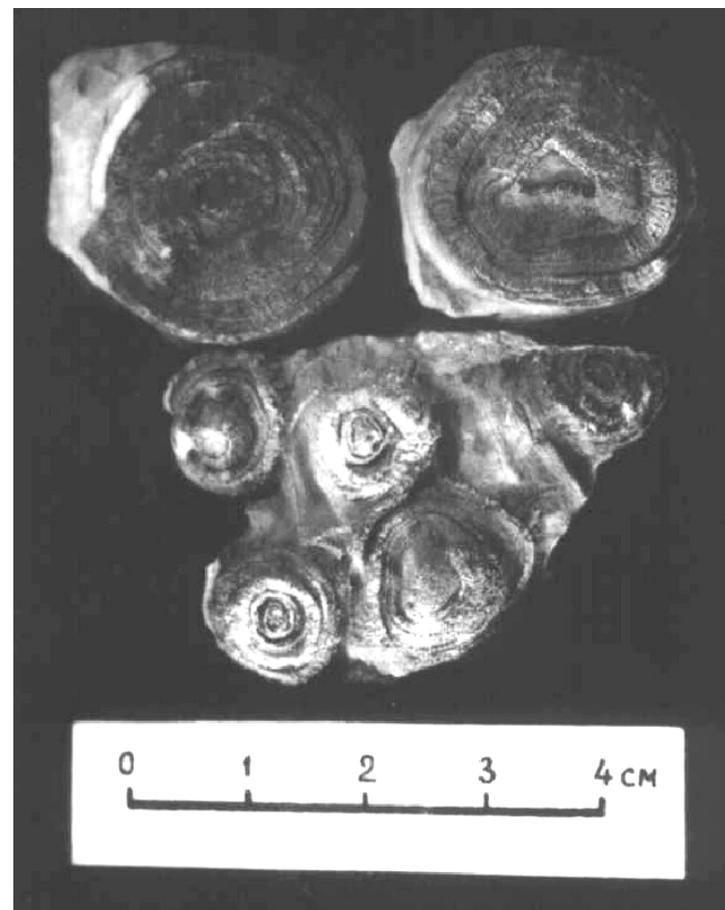


Рис. 3. Облик кальцитовых пизолитов из рифовых известняков исовской свиты (см. рис.2).

К самостоятельным структурным типам принадлежат микросгустковые и микрокомковатые известняки. Биохеогенные сгустки и комки различаются степенью аккреции микритового материала. Сгустки характеризуются малыми размерами (0,05-0,1 мм), расплывчатыми внешними контурами с плавным переходом к окружающему более раскристаллизованному матриксу. Комки обычно более крупные размером 0,1-0,8 мм, отли-

чаются однородной или неоднородной внутренней структурой, правильной или неправильной формой и четкими внешними контурами. Комки докембрийских известняков иногда именуют микрофитолитами и катаграфиями [Маслов, 1953]. Считая их биогенными образованиями, т.е. объектами палеонтологическими, к ним применяют линеевскую бинарную номенклатуру латинских обозначений, и пытаются использовать для целей биостратиграфии докембрия.

Таблица 2

Химический состав криптогенных известняков

	1	2	3	4	5	6
CaO	53.99	50.42	50.72	53.84	54.62	42.87
MgO	0.42	0.80	2.98	0.15	0.11	3.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.33	0.24	0.20	0.20	-
SO <sub>3</sub>	0.05	0.27	0.13	0.29	0.70	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	37.73
п.п.п	42.92	40.88	42.35	45.08	42.61	-
н.о.	0.96	6.47	1.51	0.56	1.91	13.58
Сумма	95.96	99.17	97.94	100.16	100.15	88.03

Продолжение таблицы 2

	7	8	9	10	11	12
CaO	53.22	46.80	48.72	53.65	54.66	55.81
MgO	0.69	2.66	6.02	1.04	0.13	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	42.56	39.45	44.70	44.02	42.78	44.04
п.п.п	-	-	-	-	-	-
м.н.о.	2.14	9.40	0.80	1.26	0.84	0.14
Сумма	98.61	98.31	100.24	99.97	98.51	100.22

Примечание: 1 – сферо-микрозернистый узорчатый известняк; Удмуртия, Мишкинская площадь; нижний карбон, турне; 2 – аналогичный известняк; Удмуртия, Киенгопская площадь; нижний карбон, турне; 3 – аналогичный известняк, то же местонахождение; верхний девон, фаменский ярус; 4 – аналогичный известняк, Удмуртия, Чутырская площадь; верхний девон, фаменский ярус; 5 – аналогичный известняк,

Продолжение примечания к таблице 2.

местонахождение и возраст те же; пробы 1 – 5 по данным [Шуйский, 1986]; 6 – строматолитовый алевритистый известняк; Северный Урал, р.Кожим; верхний силур, лудлов; 7 – иловатый микрозернистый известняк, местонахождение и возраст те же; 8 – микрозернистый узорчатый известняк, местонахождение и возраст те же; 9 – микрозернистый узорчатый известняк; Северный Урал, р.Ильч; верхний силур, лудлов; 10 – известняк микрозернистый тонкоузорчатый; Полярный Урал, р.Лек-Елец; нижний девон, прагиен; пробы 6-10 – материалы А.И. Антошкиной; 11 – микрокомковатый известняк; Северный Урал, р.Щугор; верхний девон, франский ярус; 12 – аналогичный известняк, Северный Урал, р.Подчерем; возраст тот же; пробы 11-12 – материал А.И. Елисева.



Рис. 4. Иловатый микрозернистый известняк узорчатой текстуры с неправильными гнездами вторичного кальцита. Полировка. Западный склон Среднего Урала, р.Уфа. Средний девон, эйфельский ярус.

Онколитовые и строматолитовые известняки (рис. 5-7) в подробной и развернутой характеристике не нуждается, так как достаточно хорошо известны. Поэтому ограничимся краткими замечаниями.

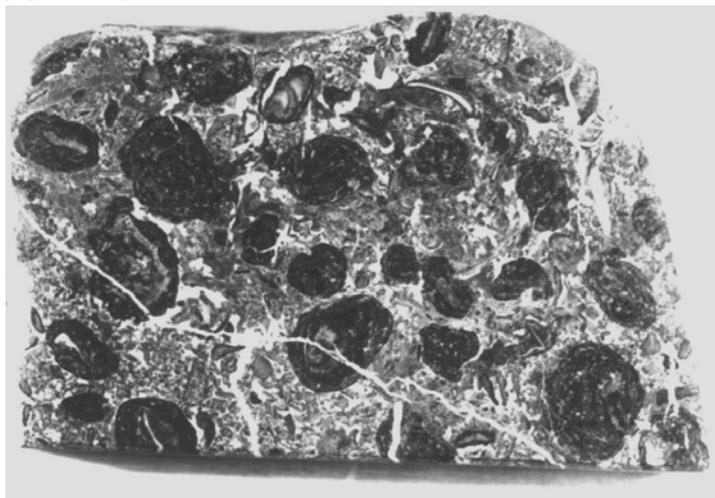


Рис.5. Известняк крупноонколитовый доломитизированный. Полировка. Увелич.0,8. Остров Вайгач, р.Янго-яха. Средний ордовик, югорский горизонт.

Онколиты отличаются от оолитов менее правильной внешней формой и иным строением концентров. Если у оолитов концентры идеально правильные, выдержанные по окружности с характерной поперечно-штриховатой игольчатой структурой, то у онколитов они меняющейся толщины, иногда расплывчатые и прерывистые изометрично-микрозернистой структуры. Зоны нарастания у онколитов в целом выражены менее отчетливо, чем у оолитов, а нередко и совсем исчезают. Следует сказать, в нормально морских органогенных известняках часто встречаются своего рода полуоолиты-полуонколиты, у которых развиты одновременно концентры обоих типов. Такие промежуточные формы можно видеть, в частности, на рис. 1, где показан известняк колонгинской свиты верхнего силура из района г.Североуральска. К аналогичному типу относятся и оолиты из известняков среднего девона хр.Корантау на Южном Урале [Клюжина, 1980, рис.9В], а также оолиты из юрских отложений Ирбитского района, описанные Л.А.Умовой [1955, рис. 1, 2].



Рис.6. Строматолитовый известняк с гнездами кальцита (бело) в межстолбиковых пространствах. Полировка. Западный склон Урала, р.Чусовая, д.Пермяково. Верхний девон, франский ярус.

Дуговидные зоны нарастания строматолитов образованы микрозернистым, микросгустковым или микрокомочковым карбонатом. Промежутки между ними заняты светлым яснокристаллическим кальцитом. Нередко здесь присутствует также терригенный материал. Строматолиты особенно характерны для рифейских отложений, в частности, северной части Башкирского мегантиклинория [Крылов, 1963; Хабаров, 1985]. Строматолиты обычны в деминской и низьвенской свитах рифея Красно-

вишерского района, в клыктанской свите по р. Серебрянке на Среднем Урале и т.д. Но распространение строматолитов не ограничивается лишь докембрием. Они встречаются и по всему разрезу палеозоя вплоть до перми, где обычно тяготеют к лагунным фациям.

Одной из характерных черт биохомогенных или криптогенных известняков является развитие у них специфических вторичных текстур, которые именуются вrostковыми, глазковыми, окончатými, фенестральными и т.д. Известняки с текстурами подобного рода обычно называют узорчатыми [Максимова, 1982; Шуйский, 1981, 1986]. Геологические тела, образованные узорчатыми известняками, в зависимости от их возраста, формы (линзовидной или пластообразной), фациальной позиции (лагунной, полузакрытошельфовой, открытоморской) и по другим признакам описаны в литературе как уолсортские фации, псевдорифы, агглютигермы, агглютистромы, тромболиты, лофериты и др. Часть этих названий явные синонимы, но тем не менее они имеют довольно широкое хождение.

Узорчатость проявляется на макро- и микроуровнях и обусловлена прихотливым распределением гнезд вторичного кальцита, которые отчетливо выделяются на фоне породы. В массивных известняках (например, агглютигермах и тромболитах) они рассеяны беспорядочно, а иногда образуют целые разветвленные системы (рис. 4), в слоистых – гнезда располагаются ориентированно, нередко сливаясь в лентовидные, четковидные или пунктирно-прерывистые полосы.

Гнезда неправильной формы с мелкозубчатыми и фестончатыми краями, размером от 1-2 до 10 мм. Подошва их бывает уплощенной, но сводовая часть всегда неровная. Мелкие гнезда сложены зернистым, реже монокристаллическим кальцитом, крупные бывают сложного строения. В нижней их части наблюдается отстой иловатого осадка (геопеталь), а верхняя образована блоковым или инкрустационным кальцитом. Такое строение крупных гнезд говорит однозначно о том, что это результат заполнения пустот в отвердевшем осадке [Шуйский, 1981, 1986]. Микроскопическая узорчатость, наблюдающаяся у всех типов биохомогенных известняков, включая строматолитовые и онколитовые, может быть отчасти следствием пятнистой перекристаллизации первичного матрикса.

Все типы биохомогенных известняков в сущности являются полигенными образованиями, т.е. на их формирование влияли различные, нередко многие факторы. Но предполагается, что ключевое значение всегда имел процесс биохимического осаждения карбоната кальция под влиянием водорослево-бактериальной микрофлоры. Суть явления заключается в том, что ценозы низших водных растений в ходе фотосинтеза интенсивно поглощают из окружающей среды углекислоту. Это приводит периодически к аномальному изменению рН среды и пересыщению бикарбонатом кальция в пленке воды, непосредственно окружающей отдельные клетки, нити или колонии организмов и, как следствие, к химической садке карбоната в форме изометричных или игольчатых кристаллов субмикроскопического размера [Крылов, 1975; Махлаев, 1964; Шуйский, 1981, 1986].

В зависимости от физико-химических условий, а также степени напряженности конкурентных отношений в общем биотическом пространстве бассейна сообщества водорослей и бактерий образуют различные морфологические и структурные типы агрегаций живого вещества от точечных моно- или олиготаксонных обособлений (фиксированных на дне, перекатывающихся по нему, «парящих» над ним и т.д.) до сложноструктурированных политаксонных «матов» разной толщины и плотности, покрывающих значительные участки дна. Тип агрегации фотосинтезирующей водорослево-бактериальной массы, как можно предположить, определяет соответствующие структурные черты накоплений биохомогенного карбоната, однако морфологические особенности самих клеток и нитей, как правило, не сохраняются.

Примером высокоорганизованного типа биохомогенных накоплений карбоната являются строматолиты, особенно докембрийские. В условиях отсутствия экологического пресса со стороны конкурентоспособных групп растительных и животных организмов сообщества бентосных водорослей и цианобактерий в результате сукцессии, т.е. направленного саморазвития могли приобретать устойчивую латеральную структуру, состоящую из закономерно рассеянных сгущений и разрежений биомассы. В соответствии с этой неоднородностью водорослево-бактериального мата распределяется и биохомогенный осадок, создаю-

ший первоначальный рельеф в виде рассеянных в шахматном порядке «медальонов», валиков и т.д. В дальнейшем этот начальный рельеф не только сохраняется, но и усиливается, благодаря тому, что части ценоза, занимающие возвышенные участки, автоматически оказываются в наиболее оптимальных условиях для своего развития. Позднее цельность водорослево-бактериального мата вообще нарушается. Он сохраняется только в виде изолированных пятен вокруг растущих строматолитовых столбиков, валиков, конусов и т.д. Одновременно намечается различие в геохимии кальцита столбиков и межстолбиковых пространств. По данным С.Л. Вотякова и соавторов [1991], изучивших бакальскую свиту нижнего рифея Южного Урала, наблюдаются признаки фракционирования стабильных изотопов углерода в результате жизнедеятельности цианофитов. В частности, для известняков бакальской свиты  $\delta C^{13}$  составляет в столбиках строматолитов и межстолбиковых пространствах соответственно  $-1,5\%$  и  $-0,7\%$  РДВ, а в доломитах саткинской свиты  $\delta C^{13} = -0,5\%$  и  $+6,5\%$  РДВ.

Интересно, что визуально близким аналогом строматолитов являются известковые натёки, образующиеся преимущественно в известняках на верхних стенках горизонтальных трещин (рис. 7). Механизм их образования, естественно, совершенно другой, но и здесь в отложении извести нельзя исключить влияние микрофлоры. Известно, что кальцит карстовых натёков нередко обогащен легким изотопом углерода [Галимов, 1968].

Формирование узорчатых и глазковых текстур в иловатых криптогенных известняках связано с особенностями диагенеза осадка, обладавшего некоторыми специфическими чертами.

Первичный осадок был насыщен водой, а также разлагающимся органическим веществом и обладал вязкой тестообразной консистенцией. Помимо биохемогенного карбоната разных морфологических типов в осадке обычно присутствует то или иное количество скелетного детрита, интракластов, копролитов, терригенных зерен и т.д., что влияет на его физические свойства. Гниение органического вещества – процесс, вызываемый деятельностью редуцирующих грибов, бактерий и других микроорганизмов, неизбежно сопровождается выделением массы газообразных продуктов в виде углекислого газа, азота, ме-

тана, сероводорода, аммиака и др. Если из рыхлых сыпучих осадков, а также с поверхности дна эти продукты свободно удаляются в окружающую среду, не оставляя никаких геологических следов, то в вязком иле газы способны скапливаться в межзерновых пространствах, а сливаясь, создавать различного размера пузыри и камеры, особенно под козырьком литифицированного материала. В результате оплывания стенок и сплющивания под грузом новых порций осадка газовые камеры приобретали самую различную форму. Устойчивость стенок камер и относительно быстрое «схватывание» осадка удовлетворительно объясняется реакцией между аммиаком и бикарбонатом кальция, растворенным в поровых водах, с выпадением раннедиагенетического кальцита в межзерновых пространствах. Литификация могла быть обусловлена также раскристаллизацией микрзернистого матрикса вследствие полиморфного перехода арагонита в кальцит. В результате описываемых явлений уже на самых ранних стадиях диагенеза вязкий известковый ил превращался в быстро твердеющую кавернозную массу. Пустоты на месте газовых пузырей позднее заполнялись вторичным кальцитом или другими минералами (доломитом, сульфатами и др.) и порода приобретала узорчатую структуру со всеми своими особенностями.

Описанный способ формирования пустотного пространства криптогенных известняков, по-видимому, является основным, но не единственным. Определенное значение имеют пустоты усадки ила в результате дегидратации (фенестры), ходы илоедов, следы корневой системы растений и пр.

Группа органогенных известняков составляет основную часть карбонатных отложений, развитых на Урале, и в то же время характеризуется наибольшим разнообразием форм кальцита. В этом отношении особенно выделяются рифовые известняки, в которых можно видеть буквально все морфологические и генетические типы кальцита, свойственные карбонатным отложениям, включая вышеописанные хемогенные и биохемогенные формы. Это объясняется наличием на поверхности (риф-флете) всех ископаемых и современных рифов очень широкого градиента физико-химических условий.

Рифогенные известняки на Урале ориентировочно составляют до 15-20% общего объема карбонатных отложений, но на

разных стратиграфических уровнях и в разных структурно-фациальных зонах эти цифры сильно варьируют (от 0 до 100%).

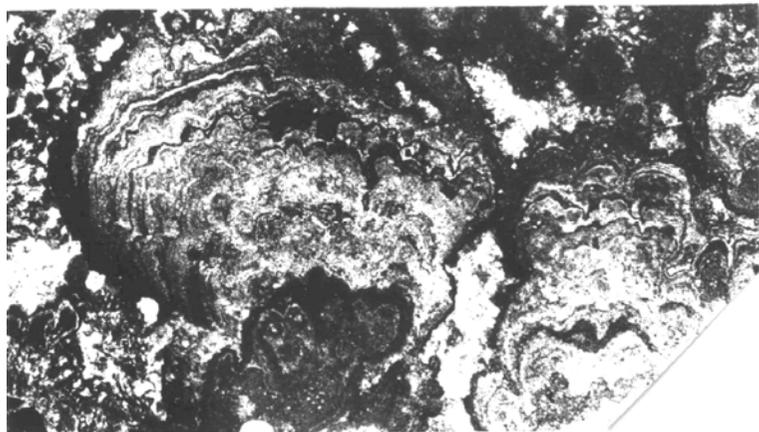


Рис. 7. Натечный кальцит (современный) из трещины в рифогенном известняке ордовикского возраста. Шлиф. Увелич.5. Южное Зауралье, р.Карталы-аят, д.Караба.

Обзор вертикального и пространственного распределения палеозойских рифов Урала дан Б.И.Чувашовым и В.П.Шуйским [1988]. Нижнекембрийские органогенные постройки известны в Сакмарской зоне Южного Урала, а на восточном склоне в районе г.Троицка. Рифы и органогенные постройки ордовика описаны на западном склоне Приполярного Урала и в Южном Зауралье. Силурийские и девонские рифы пользуются широчайшим распространением в Бельско-Елецкой зоне западного склона Урала на всем протяжении от острова Вайгач до Оренбуржья, вдоль западного борта Тагильского синклиория и на его северном продолжении, в Восточно-Уральском прогибе и в Южном Зауралье. Каменноугольные рифы развиты меньше, чем девонские, но встречаются как на западном, так и на восточном склонах Урала. Крупнейшие рифовые системы верхнего карбона – нижней перми локализуются в зоне Предуральского краевого прогиба.

Состав скелета рифообразующих организмов за редким исключением (остракоды, конодонты, некоторые радиолярии и губки и т.д.) кальцитовый, но морфологические типы биогебно-

го кальцита различны. У многих групп организмов, например, известковых водорослей, строматопорат, моллюсков структура скелета довольно примитивна и представлена агрегатами изометричных ксеноморфных зерен кальцита разной крупности, напоминающими по внешнему облику биохеогенные образования, хотя несомненно, что мы имеем дело с результатами метаболического отложения карбоната в стенках клеток или в тканях. Зернистое строение раковин многих моллюсков, вероятно, связано с тем, что первичный состав их был арагонитовым, и в процессе кальцитизации изначальная многослойная волокнисто-столбчатая структура была утрачена. В случае родофитов, хлорофитов, некоторых гидроидов и т.д. гранулярная структура скелета, по-видимому, является первичной.

Структура скелета брахиопод, ругоз, табулят, мшанок и т.д. сложная фибровая, иногда микросферолитовая, нередко многослойная. Это свидетельствует об эволюционно продвинутом матричном механизме скелетообразования. Для всех иглокожих, которые очень широко распространены в палеозойских рифах от среднего ордовика до нижней перми, характерен монокристаллический скелет. При диагенезе осадка обломки иглокожих, в частности, криноидей, часто покрываются так называемыми синтаксиальными каймами светлого кальцита, отражающими процесс регенерации монокристаллических зерен до естественного кристаллографического габитуса. Этот процесс активнее протекает в хорошо промытых зернистых осадках. В осадках с микрозернистым карбонатным или глинистым матриксом синтаксиальные каймы не развиваются.

Разнообразные органические остатки в виде целых скелетов и лома составляют основную часть первичных структурных компонентов рифогенных известняков. Кроме них большое значение имеют хеогенные и биохеогенные образования, комки микрозернистого карбоната различного генезиса. Терригенный материал, как правило, не имеет существенного значения.

Рифогенные известняки вне зависимости от их возраста отличаются повышенной чистотой. Процент посторонних некарбонатных синседиментационных примесей в них, как правило, очень незначителен. Исключение составляют лишь различные модификации седиментационно-диагенетического доломита, которые присутствуют в количествах от долей процента до

первых процентов (табл. 3). Более высокая магнизиальность обычно связана с наложенной доломитизацией – процессом, весьма обычным в рифовых известняках. Нередко отдельные участки, блоки или зоны известняков нацело замещаются вторичными доломитами. Обратный процесс так называемой дедоломитизации наблюдается реже. В результате этого процесса доломит замещается массивным крупнокристаллическим кальцитом, в котором уже невозможно обнаружить каких-либо первичных структурно-текстурных признаков известняка.

Другая особенность рифогенных образований – это их изначальная пористость и кавернозность. Поровое пространство в рифовых известняках нередко достигает 50-70% общего объема породы. Его составляют пустоты биогенного каркаса, межзерновые поры, а также каверны выщелачивания, фенестры и разного рода трещины. Поры и каверны, естественно, не остаются полыми, а подвергаются цементации. Процесс начинается еще при раннем диагенезе, но может растягиваться на многие миллионы лет. Например, в нижнепермских рифах западного склона Урала можно до сих пор наблюдать довольно значительную остаточную кавернозность, связанную с неполной цементацией первичных пустот.

Таблица 3

Химический состав рифовых известняков

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	53,81	53,30	53,10	53,50	53,60	53,20	55,50	54,80	55,20
MgO	0,55	0,60	0,89	0,52	0,44	0,81	0,76	0,38	0,25
FeO	0,13	0,27	0,20	0,40	0,13	0,34	0,32	-	-
MnO	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,01	-	-
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	0,05	0,44	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	0,05	0,47	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	0,05	1,00	0,23
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,44	0,40	0,53	0,74	0,46	-	-	-
CO <sub>2</sub>	43,45	44,00	44,22	44,11	44,66	45,54	-	-	-
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	0,05	0,05	0,05
н.о.	0,29	0,72	0,32	0,23	0,23	0,31	-	-	-
п.п.п.	-	-	-	-	-	-	43,30	42,80	43,60
Сумма	98,53	99,33	99,13	99,29	99,80	100,66	100,33	99,87	99,59

Продолжение таблицы 3

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
CaO	54,30	55,07	55,79	54,78	54,46	54,46	47,39- -54,37	55,74- -55,88	51,84- -55,76
MgO	0,75	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,18- -0,45	0,26- -0,44	0,55- -3,35
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	0,20	0,82	0,61	0,08- -0,17	-	-
SiO <sub>2</sub>	0,40	-	-	-	-	-	0,50- -5,34	0,02- -0,06	0-0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,02- -1,50	0-0,02	0,10- -0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,08	0,08	0,08	0,12	0,08	0,58- -4,68	0,10- -0,30	0,10- -0,60
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	43,37- -43,72	42,29- 43,63
SO <sub>3</sub>	0,05	-	-	-	-	-	0,01- -0,03	0-0,03	0,02- -0,26
н.о.	-	0,02	0,19	0,01	0,10	0,24	-	0,04- -0,80	0,4- -6,5
п.п.п.	43,50	44,14	43,72	43,78	43,78	43,64	39,2- -42,94	43,44- -43,72	-
Сумма	99,50	99,39	99,69	99,18	-	-	-	-	-

Продолжение таблицы 3

	19	20	21	22	23	24	25	26
CaO	51,42- -53,80	54,07	51,53- 55,30	53,32- -55,12	47,87	43,27	44,02- -44,87	53,48- -56,95
MgO	1,24- -1,70	0,80	0-3,14	0,56- -1,22	0,96	9,66	1,04- 2,65	0-1,03
FeO	-	0,18	-	-	-	-	-	-
MnO	-	0,13	-	-	-	-	-	-
SiO <sub>2</sub>	1,16- -3,72	0,84	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30- -1,30	0,25	-	-	-	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50- -0,90	0,29	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	40,38- -42,26	43,25	43,40- 44,48	43,69	43,78- -46,24	42,19	44,02- -44,67	42,88- -42,93
SO <sub>3</sub>	0,03- -0,34	-	-	-	-	-	-	-
н.о.	0,8- -2,6	1,30	0,18- 0,74	0,44- -2,76	0,58	1,28	0,52- -1,26	0,26- -0,78
п.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание к таблице 3: 1 – известняк обломочно-биоморфный водорослевый; р.Серга, р-н лога Сухого; нижний девон, прагиен; 2 – известняк водорослевый ланцикуловый с инкрустациями; р.Мельничная; нижний девон, прагиен; 3 – известняк криноидно-полидетритовый с инкрустациями; р.Рассыпная; нижний девон, прагиен; 4 – известняк массивный биокластический с инкрустациями; р.Сухая Шемаха; нижний девон, прагиен; 5 – известняк обломочно-биоморфный; то же местонахождение; 6 – известняк полидетритовый с амфипорами инкрустационной текстуры; р.Серга, пещера Дружба; нижний девон, прагиен; пробы 1-6 с западного склона Среднего Урала [Шуйский, Мухина, 1968]. 7 – известняк водорослевый биоформно-биокластический; нижний девон, прагиен; 8 – известняк коралловый биоморфно-биокластический; верхний девон, франский ярус; 9 – известняк биокластический с бокситовой минерализацией; возраст тот же; 10 – известняк биокластический; возраст тот же; пробы 7-10 с западного склона Среднего Урала, Нижнесергинский район [Вялухин, Бегешев, Петрищева, 1979]. 11, 12, 13 – известняки массивные органогенные; Южный Урал, гора Хупай; средний девон, эйфельский ярус; 14 – известняк рифогенный; Южный Урал, гора Биягода; возраст тот же; 15 – известняк рифогенный; возраст тот же; Южный Урал, оз. Бурсунсы; пробы 11-15 по [Клюжина, 1980]. 16 – известняк подошвы субровского горизонта на месторождении бокситов «Красная шапочка»; Северный Урал, Североуральский район; пржидолий-лохков (количество проб не указано) [Молдаванцев, 1934]; 17 – известняк массивный рифогенный подошвы субровского горизонта бокситов Петропавловского бассейна (4 пробы); Северный Урал, Североуральский район; петропавловская свита, верхний силур-нижний девон (пржидолий-лохков); 18 – известняк темно-серый амфипоровый, иногда глинистый кровли субровского горизонта бокситов (4 пр); местонахождение то же; нижний девон, эмс, карпинский горизонт; 19 – известняк массивный рифогенный от светло-серого до розового; местонахождение то же (3 пробы); нижний девон, эмс, карпинский горизонт; пробы 17-19 по [Гуткин, 1964]. 20 – известняк рифогенный мраморизованный от розового до красного; Средний Урал, г.Ниж.Тагил, Лебяжинский карьер; нижний девон, лохков (материал В.П.Шуйского). 21 – известняк светло-серый рифогенный (5 проб); западный склон Северного Урала, р.Бол. Косью; верхний ордовик, ашгиллий (материал А.И.Антошкиной); 22 – известняк рифогенный (8 проб); западный склон Северного Урала, р.Ильч; верхний силур, лудлов (материал А.И.Антошкиной); 23 – известняк рифогенный; Полярный Урал, р.Ния-ю; возраст тот же (материал А.И. Антошкиной); 24 – известняк рифогенный перекристаллизованный; западный склон Приполярного Урала, р.Лемва; нижний девон, прагиен (материал А.И.Антошкиной);

Продолжение примечания к таблице 3.

25 – известняк рифогенный водорослевый (5 проб); Полярный Урал, р.Лек-Елец; нижний девон, прагиен (материал А.И.Антошкиной); 26 – известняк рифогенный водорослевый (15 проб); западный склон Северного Урала, р.Бол. Надота; нижний карбон, визейский ярус (материал А.И.Елисеева).

Цементационный материал, заполняющий пустотное пространство, представлен преимущественно кальцитом, реже другими минералами. Первичные межзерновые поры и мелкие каверны обычно заняты спаритом – агрегатом ксеноморфных (или субгедральных) зерен кальцита. Аналогичные или во всяком случае визуально трудно отличимые обособления спарита могут образоваться также в результате перекристаллизации первичного мелкозернистого матрикса. Что касается крупных пустот, то для них характерно поэтапное заполнение. Порядок цементации полостей и типоморфные особенности последовательных генераций кальцита примерно одинаковы в органогенных постройках разного возраста [Шуйский, Мухина, 1968]. Это придает значительное текстурное сходство рифогенным известнякам тем более, что минеральный комплекс, запечатывающий системы полостей, более выразителен и раньше бросается в глаза, чем остатки рифообразующих организмов, рассеянные в породе и нередко достаточно невзрачные.

К самой ранней генерации кальцита относится так называемый «рифовый туф» - сноповидные игольчатые или шестоватые агрегаты кристаллов, нарастающие на отдельных стенках полостей и распределяющиеся точно (рис.8, 9). Это в сущности очень крупные плохо оформленные сферолиты размером от 5-10 мм до 10-15 см. Кристаллография описываемого кальцита не изучена. Рифовый туф иногда встречается в виде обломков размером от 3-5 до 10-20 см среди биокластического материала осадочных конглобрекций. Отсюда можно заключить, что образование его происходило в стадии седиментогенеза и раннего диагенеза. В некоторых случаях кристаллизация сферолитового радиально-лучистого кальцита возобновлялась на поздних стадиях цементации пустот, но это явление не частное.

Таблица 4  
Химический состав сферолитового кальцита и корковых инкрустаций из рифогенных известняков

	1	2	3	4	5
CaO	55,13	54,10	54,70	54,58	52,81
MgO	0,58	0,40	0,34	0,32	2,61
FeO	-	-	-	0,15	0,16
MnO	-	-	-	0,01	0,16
SiO <sub>2</sub>	0,40	1,60	1,20	-	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0,04	0,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,20	0,38	сл.	сл.
SO <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,05	-
C орг.	0,1	0,1	0,1	-	-
CO <sub>2</sub>	42,91	42,91	43,10	43,72	43,83
н.о.	-	-	-	0,26	0,42
п.п.п.	43,54	43,00	43,08	43,59	-
Сумма	99,81	99,32	99,72	99,00	100,22

Примечание: 1-3 – крупносферолитовый кальцит («рифовый туф»), восточный склон Северного Урала, Тошемская бокситоносная площадь, нижний – средний девон (материал Б.А.Шнейдера). 4 – кальцитовая многослойная инкрустация; Южный Урал, р.Кана, нижний девон, пражский ярус (материал В.П.Шуйского). 5 – белый кальцит из мощной многослойной инкрустации в биоморфном известняке; Южный Урал, р.Белая, пос.Тирлян; нижний девон, пражский ярус (материал В.П.Шуйского).

Вторая генерация кальцита представлена инкрустациями – многослойными ониксоподобными отложениями, равномерно покрывающими стенки пустот по всему их периметру. Каждый отдельный слой имеет толщину от 1-2 до 10-15 мм и состоит из ориентированных поперек игольчатых кристаллических индивидов кальцита. Реже отмечается сферолитовая структура слоев. Сочленения смежных слоев шероховатые или мелкозубчатые, сравнительно редко крупнозубчатые, пилообразные. Контрастность структуры инкрустаций усиливается благодаря тому, что окраска слоев варьирует от белой до темно-серой. Количество слоев в инкрустациях зависит от размеров полостей и колеблет-

153

ся от 1-2 до нескольких десятков. Особенно крупные и многослойные инкрустации кальцита наблюдаются в доломитизированных рифовых известняках нижнего лудлова западного склона Урала [Шуйский, 1984]. Здесь они приурочены к системам свободно сообщавшихся пустот, по-видимому, карстового происхождения. Эти системы прослеживаются на десятки метров. Обычно инкрустационные образования в рифовых известняках обильны, но имеют небольшие размеры.

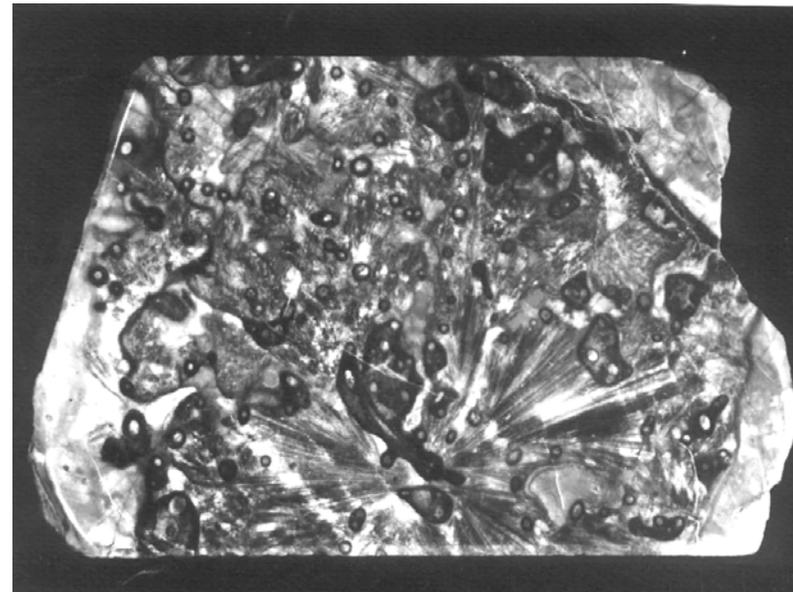


Рис.8. Биогермный водорослево-фистулелловый известняк со сферолитовым кальцитом в полостях каркаса. Полировка. Натур.велич. Восточный склон Урала. Ивдельский район, Тошемская бокситоносная площадь. Нижний девон, эмс, карпинский горизонт.

Наиболее поздняя генерация кальцита связана с цементацией остаточных послеинкрустационных полостей и чаще всего представлена крупнокристаллической, полупрозрачной или не прозрачной молочно-белой модификацией. Образованию этой генерации нередко предшествует частичное осыпание инкрустационных корок с кровли пустот, иногда с кусками вмещающего известняка. Возникающие таким образом брекчии образу-

154

шения кровли благодаря цементации белым крупнокристаллическим кальцитом выглядят очень выразительно. Явление осыпания кровли послеинкrustационных пустот определенно связано с тектоническими нагрузками, которым подвергался рифовый массив, и, по-видимому, сопровождалось возобновлением системы растворопроводящих каналов-трещин.



Рис.9. Типичный облик рифового известняка с кальцитовыми сферолитами и инкрустациями. Полировка. Увелич.1,5. Восточный склон Урала, Ивдельский район, Тошемская бокситоносная площадь. Нижний девон, лохков, саумский горизонт.

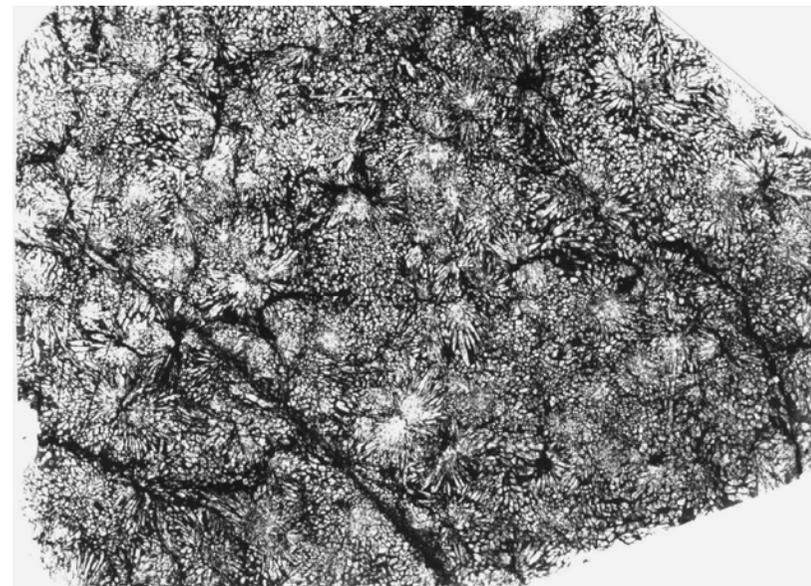


Рис. 10. Кальцитовые звездчатые сферолиты в глинистом сланце. Западный склон Среднего Урала, р.Няр. Шлиф. Увелич.3. Верхний докембрий (венд?), керноская свита.

Описанные три генерации кальцита рифовых известняков хорошо и однозначно идентифицируются по внешним признакам. Что касается вещественного состава, то в этом плане закономерных различий между ними не наблюдается (табл. 4). Это относится и к изотопному составу разных форм кальцита (табл. 5)<sup>1</sup>. Соотношения стабильных изотопов  $C^{13}/C^{12}$  в кальцитах были изучены в ограниченной выборке проб из рифогенных известняков палеозоя Урала. В собственно известняках, т.е. во вмещающей породе  $\delta C^{13}$  варьирует в пределах +0,04 + 0,33%, следовательно фиксируется повышенное содержание тяжелого

<sup>1</sup> Определение изотопного состава производились Э.М.Галимовым в лаборатории масс-спектрометрии кафедры промышленной геофизики МИНХ и ГП им. И.М.Губкина на серийном масс-спектрометре МИ-1305 с дополнительными приспособлениями по методике, описанной в литературе [Галимов, 1968]; материал для изучения был предоставлен В.П.Шуйским.

изотопа углерода (среднее значение  $\delta C^{13} +0,2 \pm 0,25\%$ ), что вполне согласуется с данными по рифогенным известнякам вообще [Галимов, 1986]. Для обычных морских известняков средние значения  $\delta C^{13}$  около  $+0,05\%$ . Описанные генерации кальцита по изотопному составу подобны вмещающим известнякам, хотя в отдельных пробах различия достигают  $\pm 0,2\%$  с тенденцией к некоторому обогащению изотопом  $C^{13}$  (за исключением пробы 2032). Во всех генерациях, по-видимому, участвует только углерод бикарбонатов морской воды или вмещающих известняков. Какого-либо влияния органического углерода здесь не фиксируется в отличие от натечного карстового кальцита где наблюдается явное обогащение легким изотопом  $C^{12}$  (см. табл. 5, проба 1967). Следует в заключение сказать, что инкрустации рифовых известняков и различные натечные формы кальцита карстового происхождения в тех же известняках визуальнo и микроструктурно подобны друг другу.

Таблица 5

Изотопный состав углерода в разных генерациях кальцита рифовых известняков  $\delta C^{13}\%$

№ пробы	Рифовый известняк (вмещающая порода)	Сферолитовый кальцит	Инкрустационный кальцит	Блоковый молочно-белый кальцит послеинкрустационной полости	Современные известковые натёки	
					Внутренний слой, прилегающий к породе	Внешний слой
1-111	+0,15	+0,24	+0,46	-	-	-
2032	+0,27	+0,15	+0,03	-	-	-
2101	+0,04	+0,26	+0,21	-	-	-
2069	+0,27	-	+0,21	+0,30	-	-
2119	+0,33	-	-	+0,33	-	-
1967	+0,09	-	-	-	-0,97	-0,49

Примечание к таблице 5: Пр. 1-111 – известняк биогермный водорослевый светлой окраски; агрегаты радиально-лучистого кальцита на стенке первичной полости каркаса, длина игольчатых кристаллов 2-3 см; инкрустации многослойные светло-серого цвета; Башкирия, р-н г. Стерлитамака, шихан Шах-Тау, нижняя пермь; Пр. 2032 – известняк рифогенный водорослевый доломитизированный ( $MgO$  до 12,6%) светло-серый с крупными сферолитами и многослойными инкрустациями кальцита; западный склон Ср. Урала, р.Уфа, ниже устья р. Мельничной, верхний силур, лудлов; Пр. 2101 – известняк рифогенный водорослево-полидетритовый темно-серый битуминозный; агрегаты радиально-лучистого кальцита светло-серой, а инкрустации белой окраски; западный склон Юж. Урала, р.Белая у д.Ишдавлево; нижний девон, эмс; Пр. 2069 – известняк рифогенный водорослево-полидетритовый светло-серый с многочисленными инкрустациями белого цвета, остаточные послеинкрустационные полости заняты блоковым молочно-белым кальцитом третьей генерации; западный склон Среднего Урала, р.Громатуха; нижний девон, прагиен; Пр. 2119 – известняк рифогенный водорослево-фистулелловый с многочисленными инкрустациями, цвет породы темно-серый; послеинкрустационные полости заняты блоковым молочно-белым кальцитом; западный склон Южного Урала, пос. Тирлян; нижний девон, прагиен; Пр. 1967 – известняк рифогенный водорослево-полидетритовый с обломками колоний кораллов светло-серый; современные известковые натёки на стенках пещеры желтовато-белой окраски, кристаллической структуры; западный склон Среднего Урала, р.Серга, пещера Аракаевская; возраст известняков – нижний девон, прагиен.

### Литература

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М.: Недра. 1969, 706 с.
2. Вялухин Г.И., Бегешев А.Г., Петрищева В.Г. Литологические и фациальные комплексы пород бокситоносного девона Нижнесергинского района // Геосинклинальные бокситоносные отложения Урала. Свердловск. УНЦ АН СССР. 1979. С. 43-65.
3. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра. 1968, 224 с.
4. Гуткин Е.С. Карбонатные вмещающие толщи Петропавловского бассейна и их связь с бокситами. Труды Ин-та Геологии УФАИ. Вып. 64. 1964.
5. Ершов В.В., Потапов С.С., Чесноков Б.В. Минеральный состав солевых отложений в нефтепромысловом оборудовании. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР. 1989, 56 с.

**6. Клюжина М.Л.** Литология карбонатных блоков в олистостромовом комплексе северной части Кизило-Уртазымского синклинория // Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С. 31-47.

**7. Кокаровцев В.К.** Месторождения карбонатных и сульфатных пород нижнепермских отложений. Научные труды Камского отд. ВНИГНИ. Пермь. 1973. Вып. 118. С. 382-400.

**8. Крылов И.Н.** Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. Труды ТИН АН СССР. Вып. 69. 1963, 133 с.

**9. Крылов И.Н.** Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука. 1975, 243 с.

**10. Максимова С.В.** Условия образования палеозойских сферозорчатых и сферовых известняков // Среда и жизнь в геологическом прошлом (Палеоландшафты и биофауны). Новосибирск: Наука. 1982. С.104-155.

**11. Маслов В.П.** Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4. 1953.

**12. Махлаев В.Г.** Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М.: Наука. 1964, 230 с.

**13. Молдаванцев Е.П.** Бокситы Северного Урала и проблемы их изучения. Труды ЦНИГРИ. Вып. 24. 1934, 56 с.

**14. Расулов А.Т.** Карбонатные конкреции терригенных толщ верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Урала. Свердловск: УрО АН СССР. 1991, 120 с.

**15. Родионова Э.П.** Микрофитолиты и другие проблематичные образования палеозоя ряда районов Русской и Сибирской платформ // Водоросли и микрофитолиты палеозоя. М.: Наука. 1976. С.86-164.

**16. Хабаров Е.М.** Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций. Новосибирск: Наука. 1985, 125 с.

**17. Чувашов Б.И., Шуйский В.П.** Стратиграфические и фациальные комплексы известковых водорослей палеозоя Урала // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука. 1988. С.98-125.

**18. Шуйский В.П.** Фациальная природа фамен-турнейских отложений Киенгопского вала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1981. С.54-70.

**19. Шуйский В.П.** Фауны узорчатых известняков в палеозое Урала и востока Русской платформы // Фанерозойские рифы и кораллы СССР. М.: Наука. 1986. С.179-187.

**20. Шуйский В.П., Мухина В.П.** Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэфельских рифов Урала // Ископаемые рифы и методика их изучения / Труды III палеозоологической сессии. Свердловск: УФААН СССР. 1968. С. 89-115.