

6. Кизильштейн Л.Я. Генезис серы в углях. Р-Дону: Изд-во РГУ, 1975. 200 с.
7. Кизильштейн Л.Я. Условия образования и германие-носность нижнеюрских угольных месторождений западной части Северного Кавказа // Изв. вузов Северо-Кавказского региона. Естественные науки. 1998. № 2. С. 90–95.
8. Кизильштейн Л.Я. Экогеохимия элементов-примесей в углях. Р-Дону: Изд-во Сев.-Кавказ. научн. центра высш. шк., 2002. 296 с.
9. Кизильштейн Л.Я., Минаева Л.Г. Исследования биогенной сульфатредукции в торфе в связи с проблемой сернистости углей // Химия твердого топлива. 1972. № 4. С. 116–122.
10. Кизильштейн Л.Я., Перетягко А.Г., Гофен Г.И. Палеогеографические закономерности распределения элементов-примесей в угольных пластах // Литология и полезн. ископаемые. 1988. № 3. С. 129–134.
11. Кизильштейн Л.Я., Перетягко А.Г., Гофен Г.И. Новые данные о распределении элементов-примесей между компонентами угольного вещества // Литология и полезн. ископаемые. 1989. № 6. С. 29–38.
12. Кизильштейн Л.Я., Перетягко А.Г., Гофен Г.И. Концентрирование элементов-примесей в углях с позиции концепции жестких и мягких кислот и оснований // Химия твердого топлива. 1989. № 2. С. 132–138.
13. Кизильштейн Л.Я., Пугачев В.И. Связь сернистости торфов с физико-географическими типами торфяных месторождений // Торфяная промышленность. 1973. № 11. С. 18–21.
14. Кизильштейн Л.Я., Шпиглуз А.Л. Атлас микрокомпонентов и петрогенетических типов антрацитов. Р-Дону: Изд-во Сев.-Кавказ. научн. центра высш. шк., 1998. 254 с.
15. Ковалев В.А., Бенсман В.Р. Характеристика химического состава минеральных компонентов торфа // Докл. АН БССР. 1967. Т. 11. № 7. С. 72–76.
16. Крештапова В.Н. Методические рекомендации по оценке содержаний микроэлементов в торфяных месторождениях европейской части РСФСР. М., 1974. 200 с.
17. Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
18. Раковский В.Е., Пигулевская Л.В. Химия и генезис торфа. М.: Недра, 1978. 231 с.
19. Свентиховская А.Н., Тюренов С.Н. Распределение микроэлементов в торфяных залежах // Химия и химическая технология. В. 3 (16). М.: Недра, 1967. С. 76–84.
20. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Кизильштейн Л.Я. Сульфидообразование в области современного торфонакопления Рионского межгорного прогиба: Сообщение 1 // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 1. С. 3–28.
21. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Кизильштейн Л.Я. Сульфидообразование в области современного торфонакопления Рионского межгорного прогиба: Сообщение 2 // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 2. С. 3–16.
22. Шпирт М.Я., Сендульская Т.И. Распределение германия и типы его соединений в твердом топливе // Химия твердого топлива. 1969. № 2. С. 3–11.
23. Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей (неорганические компоненты) АН СССР, Коми филиал Института геологии. Л.: Наука, Ленинградское отделение, 1978. 262 с.
24. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. Л.: Наука (Ленинград. отд.), 1985. 239 с.
25. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург, 2002. 422 с.

Ростовский государственный университет
Рецензент — А.П. Бакалина

УДК 552.54+553.6:551.72

В.Г. КУЗНЕЦОВ, Н.М. СКОБЕЛЕВА, М.А. БЕЛЯКОВ

МАГНЕЗИТ-КАЛЬЦИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ В РИФЕЕ ЮРУБЧЕНО-ТОХОМСКОЙ ЗОНЫ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

В рифейских отложениях Куюмбинской площади Юрубчено-Тохомской зоны обнаружена своеобразная кальцит-магнезитовая минеральная ассоциация. Установлена обратная зависимость отношения кальцит/магнезит от содержания нерастворимого остатка. Предполагается, что раздельное осаждение этих двух минералов определялось высоким значением рН среды. Последнее обусловлено жизнедеятельностью цианобактериальных сообществ, которые извлекали из воды углекислый газ, способствуя тем самым повышению щелочности.

Магнезитовые породы и вообще породы со значительным содержанием магнезита достаточно редки в разрезах фанерозоя. Как правило, они приурочены к основаниям мощных соленосных серий, где ассоциируют с доломитами, ангидритами, и отложениями щелочных (содовых) сульфатных и сульфат-магниевого озер [6]. В докембрийских образованиях магнезитовые породы распространены значительно шире, причем в ряде случаев они образуют крупные месторождения (Саткинское и Семибратское на Урале, Савинское в Восточных Саянах, Кухилальское на Юго-Западном Памире, Удерейское на Енисейском кряже, Мало-Хинганское в Монголии, Деопалахатигаон, Джосхигаон-Чаупта и Питхорагарская группа в

Гималаях, Риачо-Фундо и Чедро в Бразилии, Стивенский район в штате Монтана США и др. [7, 11]. В большинстве случаев такие месторождения залегают в существенно метаморфизованных породах и сами в значительной мере метаморфизованы (сложены так называемыми кристаллическими магнезитами), которые, как справедливо отмечено в [11], традиционно, хотя и бездоказательно, считаются эндогенными — гидротермально-метасоматическими.

В собственно осадочных, практически нематоморфизованных породах, по-видимому, наиболее древние магнезиты установлены в нижнекембрийской и ее фациальном аналоге тарской свитах венда — нижнего кембрия [2, 3, 10].

При исследовании карбонатных рифейских нефтегазоносных отложений Куюмбинской площади Юрубчено-Тохомской зоны определен магнезит в своеобразной кальцит-магнезитовой ассоциации.

Объект и методика исследования

Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления расположена в Байkitском районе Красноярского края, на междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски, в пределах Байkitской антеклизы. Она включает ряд блоков: Юрубческий, Вэдрэшевский, Терский, Усть-Камовский, Куюмбинский. Основной продуктивный комплекс представлен карбонатными отложениями камовской серии, датированной средним—верхним рифеем, подразделяемой на 11 литологических толщ-свит [4, 5, 8, 9]. Суммарная мощность камовской серии составляет около 3 км, а максимальная, вскрытая в одной скважине равна 1992 м (Мадринская 156).

Химические анализы пород, пересчитанные по стандартным методикам, обычно указывают на доломитовый состав с тем или иным, часто значи-

тельным содержанием глинистого материала. При петрографическом изучении карбонатные породы обычно определяются как доломиты с той или иной структурой. Такое определение, естественно, объясняется весьма близкими оптическими константами главных карбонатных минералов, поэтому с учетом данных по валовому химическому составу эти породы и называют доломитами. Вместе с тем специальные минералогические анализы выявили более сложный минеральный состав этих пород. Количественным дифференциальным термическим анализом (ДТА) было изучено 32 пробы кернов, поднятых из скважин № 203, 206, 208 и 217 Куюмбинской площади, результаты которых представлены в таблице.

Анализ проводился на приборе типа «Дериватограф» системы Ф. Паулик, Д. Паулик и Л. Эрдеи. Перед анализом образцы отмывались хлороформом и спиртобензолом от углеводородов и дистиллированной водой от минеральных солей. Затем образцы высушивались до постоянного веса, истерались и помещались в эксикатор над насыщен-

Результаты количественного термического анализа образцов пород рифейского возраста Куюмбинского месторождения

Номер скважины	Глубина	MgCO ₃	CaCO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	H.O	Структура породы
203	2388,8	35,6	45,0	0	0	19,4	Строматолитовая
	2446,0	29,9	50,1	0	0	20,0	То же
	2393,5	0	22,1	0	1,7	76,2	Не определена
	2395,6	20,7	19,1	0	0,8	59,4	То же
	2401,8	32,2	40,1	0	0	27,7	Комковато-сгустковая
	2408,5	27,4	26,0	0	0	46,6	Строматолитовая
	2425,3	31,8	30,9	0	0,6	36,7	Не определена
	2446,65	27,4	27,3	0	1,2	44,1	Комковато-сгустковая
	2496,2	34,5	37,4	0	0,6	27,5	Не определена
	2532,2	30,3	31,9	0	0,6	37,2	Комковато-сгустковая
	2566,5	33,7	33,7	0	0,4	32,2	То же
	2572,6	34,2	40,0	0	0	25,8	» »
2587,9	0	29,4	0	1,6	69,0	» »	
208	2377,6	29,7	44,6	0	0	25,7	Не определена
	2406,9	32,9	42,3	0	0	24,8	Строматолитовая
	2417,85	33,0	36,4	0	0	30,6	Не определена
	2422,6	34,2	37,4	0	0	28,4	То же
	2429,8	29,1	31,9	0	0,8	38,2	» »
	2448,3	29,9	48,3	0	0	21,8	» »
	2455,7	34,2	43,9	0	0	21,9	Строматолитовая
	2464,5	30,1	32,5	0	0	27,4	Не определена
	2478,6	24,6	22,8	0	1,4	51,2	Пелитоморфно-микроструктурная
	2483,8	32,9	41,4	0	0	25,7	Интракласовая
2501,4	32,9	35,8	0	0	31,3	Пелитоморфно-микроструктурная	
217	2249,1	34,2	32,5	0	0	33,3	Не определена
	2256,4	30,7	41,0	0	0	28,3	То же
	2263,0	23,3	29,9	0	0	46,0	Интракласовая
	2267,4	32,9	35,8	0	0	31,1	Сгустковая и пелитоморфно-микроструктурная
	2309,5	34,4	44,7	0	0	20,9	Строматолитовая
	2312,5	35,6	37,4	0	0	27,0	Не определена
	2345,4	32,9	42,3	0	0	24,8	Строматолитовая
	2286,3	28,8	37,4	0	0	33,8	Не определена

Примечание. H.O — нерастворимый остаток.

ным раствором $BaCl_2$, поддерживающим в эксикаторе соотношение давления насыщающих паров воды в образце (P) к стопроцентному насыщению (P_s) $P/P_s = 0,9$. Последнее необходимо для приведения образцов в состояние максимальной гигроскопической влажности, что соответствует содержанию в породе физически связанной воды.

Режим термического анализа: нагревание со скоростью $1^\circ C/мин.$ до $1000^\circ C$. Записывались кривые изменения t , потери веса, градиента потери веса и ДТА (рис. 1).

Сопоставление таких кривых позволяет определять содержания карбонатов (в вес. %), разделять их на кальцит, доломит, магнезит, сидерит и другие, устанавливать количество нерастворимого остатка (изучение шлифов показало обломочный кварц, аутигенный халцедон и глинистый материал), а также количество неотмываемых углеводоро-

дов (УВ), идентифицировать их при содержании 4–5 % и выше. Качественная и количественная интерпретация их проводилась по методике, изложенной в [1].

Ни в одном из анализов не были отмечены пики доломита, но во всех случаях — кальцит, а в 30 — магнезит (таблица).

Литоология рифейских отложений

По техническим причинам не из всех образцов удалось изготовить шлифы, но по имеющимся данным все породы можно разделить на определенные группы, отличающиеся структурой. Поскольку химический состав отложений в целом соответствует доломиту, но минералогически породы представляют собой ассоциацию кальцита и магнезита, они описаны в структурных терминах. Вы-

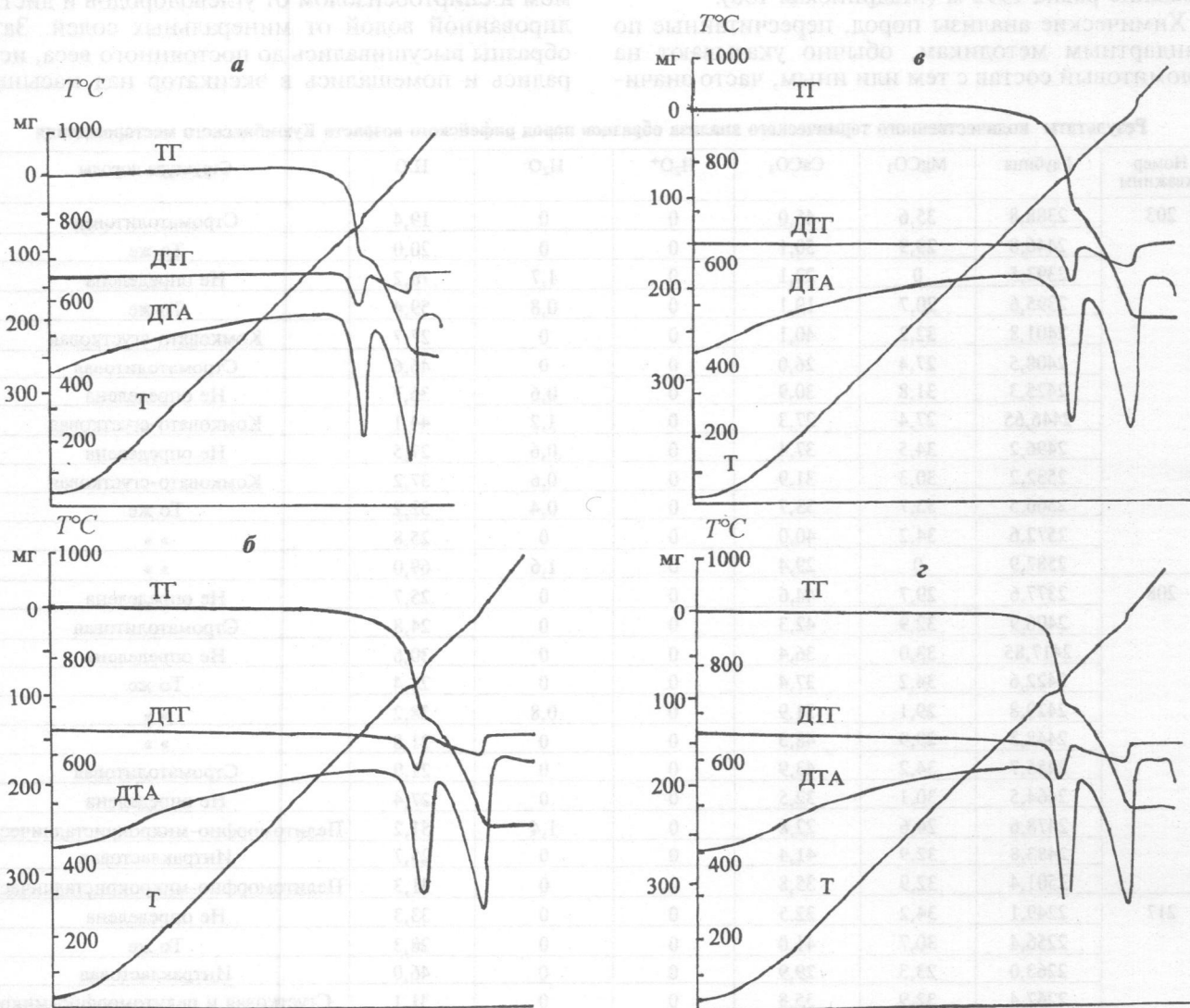


Рис. 1. Типичные термические кривые различных структурных типов карбонатных пород рифея Куямбинской площади: структуры пород: а — строматолитовые, скв. 208, интервал 2400,0–2407,0 м, глубина 2406,9 м, содержание магнезита 32,9, кальцита 42,3, нерастворимого остатка 24,8 %; б — комковато-сгустковые, скв. 206, интервал 2565,0–2573 м, глубина 2572,6 м, магнезита 34,2, кальцита 40,0, нерастворимого остатка 25,8 %; в — интракласовые, скв. 217, интервал 2256,5–2263,5 м, глубина 2263 м, магнезита 23,3, кальцита 29,9, нерастворимого остатка 46,8 %; г — микротонкокристаллические микрослоистые, скв. 217, интервал 2249,0–2256,5 м, глубина 2256,4 м, магнезита 34,2, кальцита 32,5, нерастворимого остатка 33,7 %; Т — температура; ТГ — потеря веса; ДТГ — градиент веса; ДТА — дифференциальный термический анализ

делены четыре основных структурных типа — строматолитовые, стустково-комковатые, интракластовые и микрокристаллические. Особую группу составляют вторично перекристаллизованные разновидности.

Наиболее распространены породы со *stromatolitic structure*, которые составляют не менее 40% всех изученных пород. Как правило, такие породы имеют характерную микротонкослоистую текстуру, обусловленную ритмичным чередованием темных и светлых карбонатных слоев, толщина которых варьирует от нескольких долей миллиметра до 3 мм, редко отмечаются более широкие прослои. Темные слои сложены пелитоморфно-микрокристаллическим карбонатным материалом с однородной, стустково-мелкокомковатой, неясно пятнистой и узорчатой мезоструктурами. Слои имеют облик протяженных полос, ровных и в различной степени волнистых, иногда причудливой формы со значительными изменениями толщины. Они, как правило, выдержаны по простиранию, иногда выклиниваются, часто сливаются, отличаются большей мощностью, нежели светлые прослои, которые суммарно составляют в отдельных разновидностях от 50—60 до 70—80 % от объема породы. Иногда в прослоях отмечаются отдельные относительно крупные цианобактериальные комки и желваки. Спорадически поверхности темных прослоев подчеркнуты пленками глинистого материала, редко — цепочками алевритовых зерен, а сами слои содержат примесь аллотигенных обломков алевропесчаной размерности, представленной преимущественно кварцем. Содержание терригенной примеси в среднем на породу составляет от нескольких десятых процента до 1 %, редко достигает 5 %.

Светлые слои составляют 20—30, реже 40—50 % от объема породы; они повторяют форму темных прослоев, как правило, их толщина меньше темных, часто отличаются прерывистым и линзовидным, иногда прожилковидным обликом. Они сложены тонкомелкокристаллическим и средне-крупнокристаллическим карбонатом, обладающим мозаичными суб- и эвгедральными структурами, отмечается фибровая структура, образованная удлиненными субпараллельными кристаллами, ориентированными перпендикулярно поверхностям наложения (рис. 2). Следует акцентировать внимание на достаточно широкое развитие фибровых структур, так как подобная морфология кристаллов типична для арагонита, нередко сохраняется при его инверсии в кальцит и является одним из аргументов первичного арагонитового состава даже в очень древних отложениях [14]. Иногда в крупных линзовидных прослоях наблюдается друзовая структура с укрупнением кристаллов от периферии к центру, увеличение степени их идиоморфизма; крупные эвгедральные кристаллы нередко имеют зональное строение, подчеркнутое гематитом.

Геометрия прослоев и характер их взаимоотношения определяют подразделение строматолитов на горизонтальные и вертикальные формы нескольких разновидностей. Так, в наиболее распространенной форме пластовых горизонтально-слоистых строматолитов выделены тонко-, микро-, толстослоистые узорчатые разновидности. Вертикальные формы строматолитов подразделяются по внешним признакам на столбчатые ветвящиеся и конофитоидные.

Стустково-комковатые породы распространены меньше и встречены в 30—35 % случаев. Текстура этих пород однородная, неяснопятнистая, неяснослоистая с мощностью прослоев 2—100 мм и более. Слои, несколько различающиеся структурами, связаны, как правило, резкими или постепенными переходами и не имеют четких границ. Структура пород неравномерно кристаллическая: от пелитоморфномикро- в форменных элементах до микротонкокристаллической в цементе. В породах отчетливо выделяются округлые и овальные микритовые комки размерами 0,05—0,5, реже 0,8—1,0 мм и округлые стустки неясных очертаний (до 0,05 мм). По преобладанию форменных элементов выделены стустковые, комковатые и стустково-комковатые разновидности. Среди комковатых доломитов установлены мелко- (0,05—0,25) и крупнокомковатые (> 0,25 мм). Иногда в комковатых породах наблюдаются отдельные вытянутые по наложению тонкие пленки и неровные волнистые корочки пелитоморфного карбоната, а также локальные участки строматолитоподобной структуры.

В отдельных случаях отмечаются фитолиты сложного строения — более крупные (0,5—1,5 мм) цианобактериальные желваки удлиненно-овальной, гантелевидной и неправильной форм с неравномерным — неяснопятнистым, узорчатым и клубковидным — внутренним строением, а также лепешковидные, крючковидные, дисковидные, иногда с нитевидными окончаниями формы, которые определяются как катаграфии. В составе форменных элементов встречаются концентрически-слоистые образования: округлые зачаточные и слабо развитые, часто перекристаллизованные неясно выраженные оолиты (0,2—0,5 мм) и более крупные онколиты, часто овальные, с неровнослоистыми оболочками, а также интракласты. Ооиды представлены, как правило, редкими зернами; их содержание, иногда составляет 10—30 % от объема всех видов зерен, изредка образуют оолитовые, онколитовые и смешанные оолитово-онколитовые разновидности.

Форменные элементы связаны микрокристаллическим поровым, базальнопоровым и базальным цеменстами, а также микротонкокристаллическим (до тонкомелкокристаллического) цементом порового и/или крустификационно-порового типов.

Для стустково-комковатых пород характерно присутствие терригенной примеси — 1—10 %.

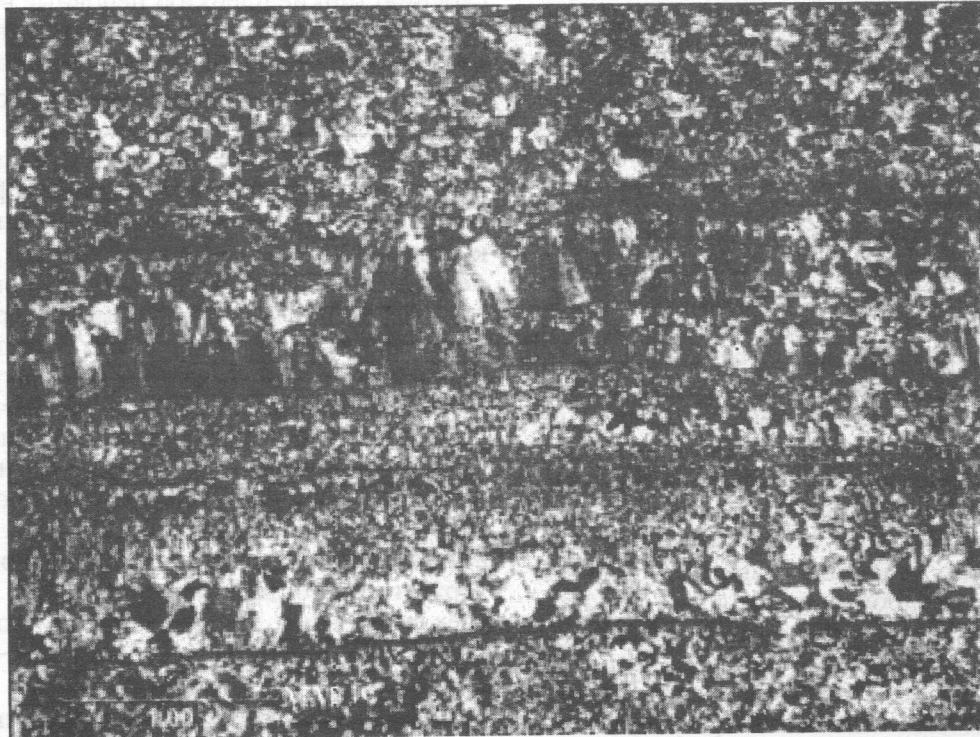
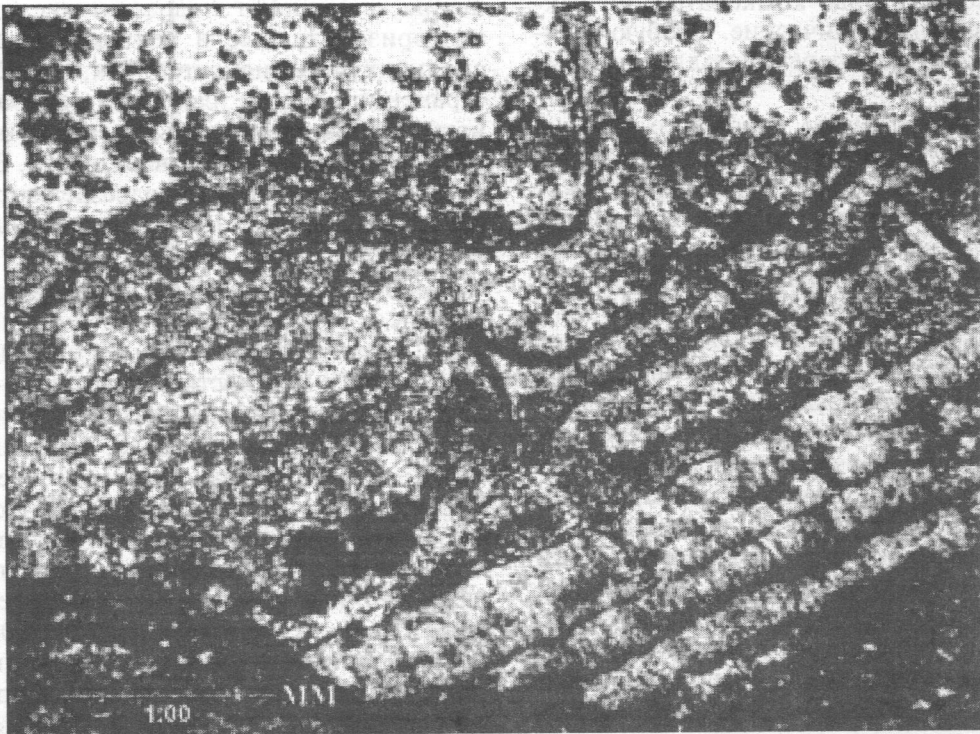


Рис. 2. Микрофотографии строматолитовых пород с фибридными структурами: а – Куломбинская, скв. 205; б – Вэдрешевская, скв 3

Обычно она распределена равномерно, реже неравномерно: пятна, линзы, слойки.

Текстура пород с *интракластовой структурой* однородная или неяснослоистая, толщина прослоев от 5—10 мм до нескольких десятков сантиметров. Каркас пород (> 50 % объема) образуют карбонатные зерна, в составе которых преобладают интракласты микрокристаллических, сгустковых, комковатых, оолитовых и строматолитовых пород, причем в обломках представлены практически неперекристаллизованные породы с хорошо сохранившимися первичными структурами. Часть интракластов с пелитоморфно-микрокристаллической неясносгустковой структурой является, возможно, микритизированными фрагментами строматолитовых и других типов фитогенных пород.

Интракласты, как правило, плохо и средне отсортированы, слабо и умеренно упорядочены по наслоению. Иногда они пигментированы тонкодисперсным гематитом, пиритом, битуминозным веществом. В породах обычна примесь фитогенных зерен (комков, онколитов, желваков) размером от 0,1—0,5 до 0,8—1,5 мм, выполняющих межзерновое пространство более грубого каркаса из интракластов, а также цианобактериальных нитей и корочек. Встречаются разновидности мелкоинтракластовых пород, в которых часть интракластов является ядрами слабо развитых ооидов. Помимо карбонатных зерен породы содержат аллотигенную обломочную примесь (1—25 % от объема зерен) алевропесчаной размерности, в составе которой преобладает кварц (> 90%), резко подчиненное значение имеют кислый плагиоклаз, микроклин, а также обломки кварцитов, кремнистых, глинисто-кремнистых и глинистых пород. Цемент тонкомелкокристаллический мозаичный порового и базально-порового типов; в отдельных участках и прослоях отмечается долоспаритовый крустификационно-поровый и зонтичный с остаточными первичными межзерновыми порами, друзовый, а также поровый и базальный микртовый неясно сгустковый цементы.

Текстура *микрокристаллических пород* горизонтально-слоистая: от тонко- до грубослоистой; иногда отмечаются слабо волнистые текстурные разновидности. Часто наблюдается переслаивание, довольно тонкое, с комковато-сгустковыми разностями, отмечаются маломощные прослои узорчатых строматолитов. В тонкослоистых разностях слойки толщиной 2—5 мм, несколько отличающиеся структурами, связаны резкими переходами без видимых границ. Основной объем пород сложен пелитоморфно-микрокристаллическим карбонатом, подчиненное значение имеет фитогенный комковато-сгустковый материал. Отдельные разновидности различаются структурой, которая варьирует от пелитоморфно-микрокристаллической до микротонкокристаллической и тонкокристаллической субгедральной, что обусловлено слабой равномерной перекристаллизацией различной

интенсивности. Иногда наблюдается слабо выраженная порфирированная структура на фоне основной массы кристаллов размером < 0,01 мм. Разновидности наиболее тонкой структуры часто содержат равномерно распределенную примесь глинистого материала, в перекристаллизованных разностях форма кристаллов подчеркнута облекающими их тонкими пленками глинистого вещества. В породах иногда наблюдаются прерывистые и линзовидные прожилковидные прослои (0,2—1,5 мм), сложенные мелкокристаллическим материалом, длиной в несколько миллиметров; они субпараллельные и ориентированные по наслоению. Выявлены и четко выраженные спаритовые образования — фенестры. В отдельных прослоях отмечаются равномерно распределенные кристаллы пирита ($\approx 0,02$ мм) или их агрегаты ($\approx 0,1$ мм). В зонах трещин пирит окислен, вокруг кристаллов образован красноватый ореол.

Породы всех структурных типов в различной степени перекристаллизованы, развито окремнение. Раннедиагенетическое окремнение проявляется в форме практически полного замещения карбонатного материала в объеме отдельных прослоев и серий прослоев, при этом в различной степени сохранены первичные структурно-текстурные признаки породы. Иногда в таких прослоях наблюдаются многочисленные пустоты неправильной формы, а также линзовидные, ориентированные по наслоению полости (от 1 мм до нескольких сантиметров); отмечаются трещины усыхания и брекчиевидные текстуры. Катагенетическое окремнение часто неравномерное, пятнистое, приурочено к перекристаллизованным разностям карбонатных пород.

Соотношение магнезита и кальцита со структурным типом пород и содержанием нерастворимого остатка

Фигуративные точки минерального состава пород достаточно компактно расположены в середине нижней части треугольной диаграммы, за исключением двух анализов известковых аргиллитов, где магнезит не обнаружен (рис. 3). Практически все они приурочены к полю с содержанием кальцита и магнезита 25—50 %, при более широком колебании количеств нерастворимого остатка — 19,4—59,4 %. Как было отмечено выше, нерастворимый остаток — это глинистый материал, но часто также зерна обломочного кварца, кремневые стяжения и другие формы кремневых выделений, в небольшом количестве аутигенный пирит.

В целом можно констатировать, что если исключить известковые аргиллиты (скв. 203, глубины 2393,5, 2587,9 м.), где магнезит не обнаружен, содержание кальцита и магнезита примерно одинаково; при этом отмечается некоторая связь соотношения кальцит/магнезит со структурным типом пород. Относительно низкие концентрации магнезита отмечены в строматолитовых разностях, где содержание кальцита в семи из восьми анализов на

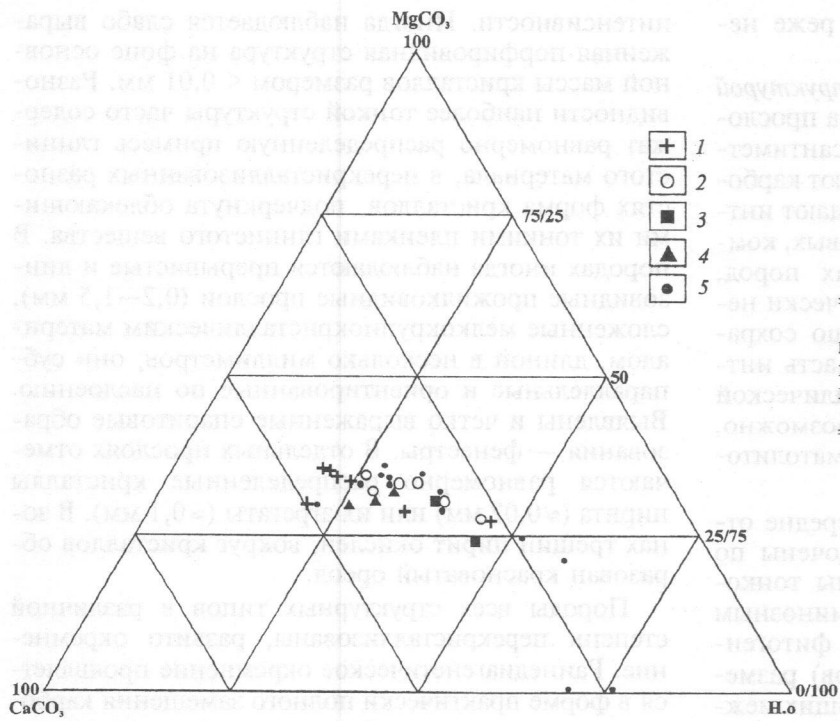


Рис. 3. Треугольная диаграмма состава рифейских пород: структуры пород: 1 – строматолитовые, 2 – комковато-сгустковые, 3 – интракластовые, 4 – микротонкокристаллические, микрослоистые, 5 – структура породы не определена

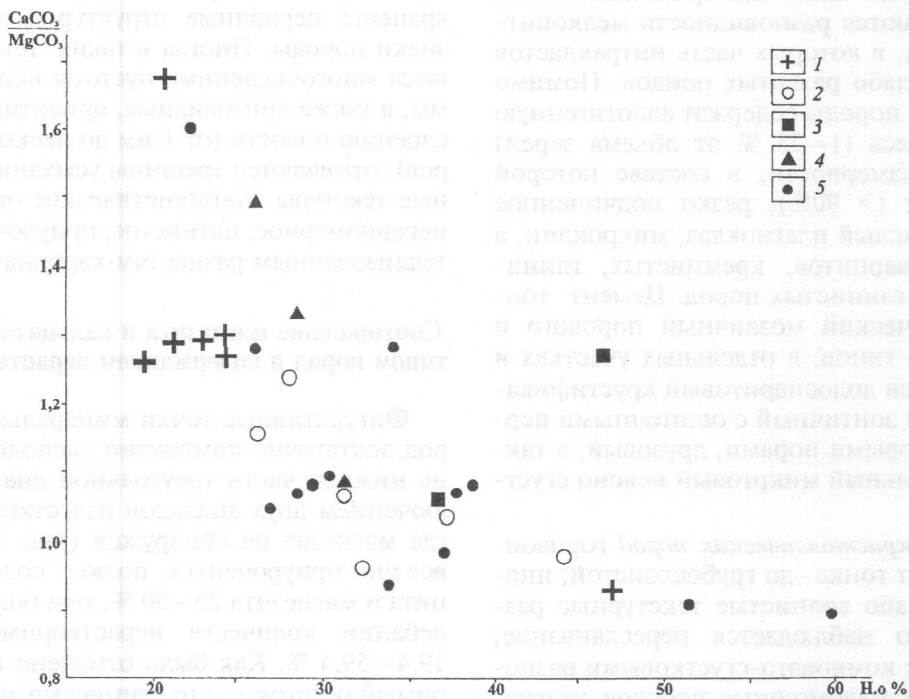


Рис. 4. Зависимость величины отношения кальцит/магнезит от содержания нерастворимого остатка: структуры пород: 1 – строматолитовые, 2 – комковато-сгустковые, 3 – интракластовые, 4 – микротонкокристаллические, 5 – структура породы не определена

10–20 % выше, чем содержания магнезита. В комковато-сгустковых карбонатных породах с повышенным количеством глинистого материала в пяти из семи проанализированных проб содержания этих двух минералов практически одинаковы и отличаются не более чем на 1–2 %. Для других структурных типов установлены промежуточные значения.

Более тесная связь устанавливается между соотношением кальцит/магнезит и количеством нерастворимого остатка (рис. 4). При содержании последнего 70 % и более, т. е. в глинистых породах, магнезит не обнаружен. При количестве нерастворимого остатка < 25 % превышение кальцита над магнезитом максимально, а при 30–45 % концентрации этих минералов практически равны.

Вероятно, этим обстоятельством и объясняются те исключения, которые отмечены выше: в одном образце породы со строматолитовой структурой количество нерастворимого остатка повышено (46,6 %), близки концентрации магнезита и кальцита (27,4 и 26,0 % соответственно). Напротив, в двух образцах комковато-сгустковых разновидностей уменьшено содержание глинистого вещества (25,8—27,7 %), соответственно превышено на 6—8 % количество кальцита над магнезитом.

Не исключено, что сочетание известняк—магнезит существовало в рифее и в других районах. Так, в бассейне рек Большой и Малый Сюрюзняк «кызылташская свита сложена в основном известняками, местами замещенными магнезитом, перемежающимися с доломитами и сланцам» [12, с. 15].

Условия формирования кальцит-магнезитовой ассоциации

Данные по петрографии карбонатных пород показывают, что отложения образовались в весьма мелководном бассейне, где обильно развивались цианобактерии, определившие формирование строматолитовых и других фитогенных разновидностей. Одновременно в бассейн в заметных количествах поступал обломочный и глинистый материал. По-видимому, происходили и периодические осушения, во время которых в результате растрескивания и последующего перемыва формировались плоские гальки (интракласты), материал граноморфных пород. Наиболее важно именно обилие автотрофов в виде разнообразных цианей.

Наличие магнезита в карбонатных отложениях без признаков сульфатов, что обычно для фанерозойских образований, да еще в ассоциации с кальцитом, представляет определенный интерес с точки зрения обстановок древнего осадконакопления. Надо заметить, что необычность такого минерального состава в определенной степени кажущаяся.

Одно из условий образования именно магнезита (первоначально гидромагнезита) — высокое значение рН, второе, по-видимому, не самое важное, — повышенное отношение количеств магния по отношению к кальцию в водах. Такие условия, в частности, реализованы в щелочном озере Салда Гёлю в Турции [13]. В водах этого пресного озера содержания магния около 200 ppm, а кальция 3 ppm, однако весной их количества меняются и достигают 22 ppm для магния и 34 ppm для кальция. Принципиальны, однако, высокие значения рН: 8,8—9,7, иногда до 10,7, которые определяются жизнедеятельностью зеленых водорослей и микробиальных сообществ. Последние образуют толстые желатиноподобные «рубашки» на субстрате, и гидромагнезит находится только внутри таких. В итоге формируются гидромагнезитовые строматолиты.

Более близкие к описанным рифейским образованиям минеральные ассоциации образуются в озерах вблизи лагуны Куронг в Австралии [15]. Соленость озер меняется сезонно в широких преде-

лах — от 0,8 до 15,0 %. Судя по наличию в озерах гастропод и артропод, в течение большей части года в среднем соленость не слишком высока. Как и в озерах Турции, щелочность вод достаточно велика: рН 8,2—9,9, что обусловлено жизнедеятельностью микробиальных сообществ. Последние формируют микробиальные образования (биоседиментарные структуры) двух типов — слоистые (стратиформные) и глобулярные — практически полные аналоги строматолитовых и комковато-сгустковых образований рифея. Как и в рифее Юрубчено-Тохомской зоны минеральный состав обоих морфологических групп строматолитов представлен арагонитом и гидромагнезитом примерно в равных количествах. Правда, эта минеральная ассоциация сохраняется в поверхностном слое отложений, а на глубине арагонит превращается в кальцит, а затем образуется доломит.

Учитывая эти данные можно думать, что в рифейском бассейне Юрубчено-Тохомской зоны цианобактериальные сообщества, извлекая из воды углекислый газ, создавали аналогичную щелочную среду, которая и вызывала раздельное осаждение карбонатов магния и кальция. В свою очередь эти минеральные выделения фиксировали цианобактериальные маты и сгустки, что и наблюдается сейчас в виде соответствующих структур. Неясными остаются причины сохранности отдельных минералов — кальцита и магнезита, а также отсутствия трансформации их в доломит: это может быть связано с повышенной глинистостью отложений; не исключено, что глинистый материал препятствует соединению кальцита и магнезита в доломит.

С учетом материалов по современным гидромагнезитовым строматолитам можно объяснить и некоторое преобладание кальцита в строматолитовых разновидностях и обратные соотношения содержаний кальцита и глинистого материала. Гидромагнезит (в древних толщах магнезит) формировался только непосредственно в бактериальной слизи. В этом случае в интерстициях между пленками слизи, точнее уже минерализованными слоями, осаждался арагонит. Фиброидные структуры, развитые ныне в строматолитовых породах, представляют собой псевдоморфозы кальцита по первичному арагониту.

Аналогична ситуация в интерстициях граноморфных и части комковато-сгустковых пород. В случае повышенной глинистости подобные интерстиции практически отсутствуют, диагенетическое кальцитообразование не развивалось, сохранялись седиментационные, примерно равные соотношения кальцита и магнезита.

Тесная связь магнезита со строматолитами, установленная в осадочных породах рифея — дополнительный аргумент в пользу первично осадочного происхождения кристаллического магнезита ряда докембрийских месторождений, поскольку в ассоциированных с ними доломитах отмечены строматолитовые структуры [7, 11].

Выводы

1. В рифейских карбонатных отложениях, сложенных строматолитовыми, комковато-сгустковыми, микрозернистыми и интракластовыми породами, количественным термическим анализом обнаружена своеобразная магнезит-кальцитовая минеральная ассоциация.

2. Установлена обратная зависимость отношения кальцит/магнезит от содержания нерастворимого остатка, причем в собственно глинистых породах магнезит не обнаружен.

3. Предполагается, что в рифейском бассейне цианобактериальные сообщества усваивали углекислоту из воды и создавали щелочную среду, которая способствовала разделению осаджению карбонатов магния и кальция. В свою очередь эти минералы фиксировали цианобактериальные маты и сгустки, что и наблюдается в виде соответствующих структур.

Исследование частично поддержано программой Университета России, грант УР.09.01.040.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
2. Ивлев Н.Ф., Пустыльников А.М. Магнезит в вендско-нижнекембрийских соленосных отложениях юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 136–141.
3. Ивлев Н.Ф., Пустыльников А.М., Чеканов В.И. О региональном распространении магнезитов в отложениях соленосной формации юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 11. С. 16–24.
4. Конторович А.А., Конторович А.Э., Кригин В.А., Кузнецов Л.Л., Накаряков В.Д., Сибгатулин В.Г., Сурков В.С., Трофимук А.А. Юрубчено-Тохомская зона газонефтегазоносности — важный объект региональных и поисково-разведочных работ в верхнем протерозое Лено-Тунгуской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 45–55.
5. Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А., Хабаров Е.М., Тимошина И.Д. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоносности в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1996. № 8. С. 166–195.
6. Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.
7. Кузнецов В.Г. Связь эволюции цианофитов и стратиграфического размещения магнезитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 30–36.
8. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В., Бакина В.В., Горина А.Б., Дмитриевский С.А., Скобелева Н.М., Тихомирова Г.И., Сухы В., Фомичева Л.Н. Древние карбонатные толщ Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2000. 103 с.
9. Пустыльников А.М., Вакуленко Л.Г. Происхождение и формы выделения кремнезема в рифейских отложениях Байkitской антеклизы (Сибирская платформа) в связи с проблемой формирования трещинно-каверновых коллекторов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1962–1967.
10. Пустыльников А.М., Чернова Л.С. Магнезитоносный горизонт — новый тип флюидоупоров в отложениях венда — нижнего кембрия Нелско-Ботубинской антеклизы // Геология нефти и газа. 1991. № 6. С. 17–20.
11. Смолин П.П., Киселев В.И., Шевелев А.И. Ритмичность и формационные типы магнезитоносных докембрийских толщ // Проблемы осадочной геологии докембрия. В. 6. Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С. 178–190.
12. Старостина З.М. Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. В. 71). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 106 с.
13. Braithwaite C.J.R., Zedef V. Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Golu, Turkey // J. Sedimentary Research. Section A. 1996. V. 66. N 5. P. 991–1002.
14. Sumner D.Y., Grotzinger J.P. Implications for Neoproterozoic ocean chemistry from primary carbonate mineralogy of the Campbellrand-Malmani Platform, South Africa // Sedimentology. 2004. V.51. N 6. P. 1273–1299.
15. Walter M.R., Golubic S., Preiss W.V. Recent stromatolites from hydromagnesite and aragonite depositing lakes near the Coorong lagoon, South Australia // J. Sedimentary Petrology. 1973. V. 43. N 4. P. 1021–1030.

Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина
Рецензент — Л.И. Филатова