

10 (65) октябрь 2009

ГОРНЫЕ ВЕДОМОСТИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

**РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

**ПРЕДОСТАВЛЕНИЕ
ПРАВА ПОЛЬЗОВАНИЯ НЕДРАМИ
НА АУКЦИОННОЙ ОСНОВЕ**

**ПУРОВСКИЙ РАЙОН – КРУПНЕЙШАЯ
НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ТЕРРИТОРИЯ РОССИИ**

***«Богатство недр
есть залог величия державы»***

М.В. Ломоносов

ЛИТОЛОГО-ПИРОЛИТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРЯМБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

М. Ю. Зубков, О. И. Дерягина¹, С. А. Скрылев², В. Г. Худорожков³

¹ ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень; ² ООО «ТюменНИИгипрогаз», г. Тюмень;

³ ООО «Газпром добыча Красноярск», г. Красноярск

АННОТАЦИЯ

На основе анализа результатов комплексных литолого-пиролитических исследований коллекции образцов керна, отобранных из нижнекембрийских отложений Берямбинской площади, выполнена реконструкция палеофациальных условий, в которых произошло их накопление, а также проведена оценка потенциальной продуктивности этих отложений как возможных коллекторов, вмещающих углеводородные залежи.

LITHOLOGY-PYROLYTIC CHARACTERISTICS AND RECONSTRUCTION OF HYDROCARBON-ACCUMULATION CONDITIONS IN BEREYAMBINSKAYA AREA (KRASNOYARSK TERRITORY)

M. Yu. Zubkov, O. I. Deryagina¹, S. A. Skrylev², V. G. Khudorozhkov³

¹ ООО ZapSibGC, Tyumen; ² ООО TyumenNIIGiproGas, Tyumen;

³ ООО Gazprom Dobycha Krasnoyarsk, Krasnoyarsk

ABSTRACT

Reconstruction of paleo-facial conditions of accumulation and estimation of potential productivity of deposits as possible hydrocarbon reservoirs were given on the basis of test review of comprehensive studies of core sample set from Lower Cambrian deposits in Bereyambinskaya area.

ВВЕДЕНИЕ

В нижнекембрийских отложениях Берябинской площади скважиной 1 были обнаружены газоконденсатные залежи в четырех продуктивных пластах А-V-1, А-V-2, А-V-3 и А-V-4. В связи с этим возникла необходимость установить тип или типы коллекторов, входящих в состав этих пластов, определить их фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) и другие петрофизические свойства, а также литологический состав и условия образования продуктивных отложений для целей подсчета запасов и оценки перспектив проведения дальнейших разведочных работ в пределах этой площади.

Поскольку объем материалов, полученных в результате проведения литолого-петрофизических и пиролитических исследований нижнекембрийских отложений, оказался очень большим, то было принято решение подготовить две публикации, посвященные этим отложениям. В первой из них (настоящая публикация) дана литолого-пиролитическая характеристика рассматриваемых отложений и выполнена реконструкция палеогеографических условий их накопления, а во второй будут приведены результаты петрофизических исследований и дана оценка их коллекторским свойствам.

С целью решения задачи, поставленной перед авторами настоящей публикации, исследован вещественный состав и получена пиролитическая характеристика представительной коллекции образцов, отобранной из продуктивных отложений в скважинах 1, 2 и 202 в пределах рассматриваемой площади. На основе изучения вещественного состава пород, входящих в состав нижнекембрийских отложений, а также их пиролитической характеристики выполнена реконструкция палеофациальных условий, в которых происходило накопление этих отложений.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВЫ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вещественный состав рассматриваемых отложений исследовался с помощью комплекса физических и химических методов, включающих оптическую и электронную микроскопию в комплексе с микрозондовой приставкой для элементного анализа микрообъектов, рентгеноструктурный и химический (рентген-флуоресцентный) виды анализов, а также карбонатометрию. Всего различными методами было изучено 50 образцов. В результате выполненных исследований в составе рассматриваемых отложений установлены минералы, которые подразделяются на следующие:

основные — кальцит, доломит, ангидрит, галит, иногда кварц и глинистые минералы;

второстепенные — кварц, целестин и глинистые минералы, представленные главным образом двумя разновидностями — гидрослюдой и смешанослойными образованиями (ССО), реже хлоритом;

примеси — полевые шпаты, окислы и гидрокислы железа, лейкоксен, флюорит, барит, пирит, галенит.

Минеральный состав коллекции образцов, отобранных из различных пластов, приведен в табл. 1.

Выделение различных литологических типов пород и придание им соответствующих названий сопряжено с определенными трудностями, т.к. в этом случае присутствует значительная доля субъективизма, что и объясняет существование огромного количества различных классификаций карбонатных пород, существующих в настоящее время у нас и за рубежом [1–3, 7, 8, 11–16]. В качестве основных критериев при выборе названия той или иной породы обычно используются следующие: вещественный и гранулометрический составы, генезис, структурно-текстурные особенности, наличие или отсутствие органических остатков (их скелетов или раковин). Среди перечисленных критериев объективным может считаться лишь первый (по вещественному и гранулометрическому составам). Причем для карбонатных пород гранулометрический состав не определяется (в соответствии с существующим ГОСТом порода перед проведением гранулометрического анализа должна обрабатываться раствором соляной кислоты, что неизбежно приведет к растворению всего карбонатного материала). Поэтому размеры зерен в карбонатных породах определяют в прозрачных петрографических шлифах.

Исходя из сказанного, самую простую и однозначную классификацию карбонатных пород можно подготовить на основе их минерального состава. Для этого мы используем следующие обозначения:

— если порода состоит на 90 % и более из одного минерала, то она будет иметь одноименное название, например, доломит, ангидрит, известняк, каменная соль;

— если в состав породы входит один или более компонентов, содержание которых варьирует от 5 до 10 %, то к основному названию породы будет добавлено «слабо» и окончание «...истый», например, известняк (95 % кальцита) слабоангидритистый (5 % ангидрита);

— если содержание второстепенного минерального компонента или компонентов составляет от >10 до 25 %, то к названию

Таблица 1

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОБРАЗЦОВ КЕРНА, ОТОБРАННЫХ ИЗ СКВАЖИН 1, 2 И 202 БЕРЯМБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ

№ п/п	№ скв./ № обр.	Пласт	Описание породы	Содержание минералов, %										
				Кальцит	Доломит	Ангидрит	Галит	Целестин	Кварц	Глины	Окислы железа			
1	1/1	A-V-II	Известняк ангидритовый	71.0	4.0	25.0	0.3	0.3	0.3	0.3	н.о.	0.1		
2	1/5	A-V-II	Доломит известковистый	7.5	86.5	2.0	1.2	0.5	1.5	0.4	0.3	0.3		
3	1/7	A-V-II	Известняк	93.5	3.0	н.о.	н.о.	2.7	0.8	н.о.	н.о.	н.о.		
4	1/12	A-V-II	Известняк галитовый	85.4	2.5	н.о.	9.4	2.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		
5	1/14	A-V-III	Доломит ангидритовый	н.о.*	68.0	18.7	0.3	н.о.	10.5	2.0	0.5	0.5		
6	1/39	A-V-III	Доломит известковистый, глинистый	22.5	42.3	н.о.	н.о.	1.9	9.7	21.2	2.4	2.4		
7	2/1	A-V-II	Известняк	92.9	3.7	0.3	2.7	н.о.	0.4	н.о.	н.о.	н.о.		
8	2/3	A-V-II	Известняк	91.7	2.4	1.6	3.3	н.о.	1.0	н.о.	н.о.	н.о.		
9	2/7	A-V-II	Доломит известковый, глинисто-кремнистый, алевроитовый	5.1	68.6	2.0	0.9	0.4	15.0	7.2	0.8	0.8		
10	2/13	A-V-II	Ангидрит доломитово-известковистый	10.1	32.6	56.1	н.о.	0.5	0.5	н.о.	0.2	0.2		
11	2/17	A-V-II	Ангидрит известковый	23.4	5.3	70.7	н.о.	0.6	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		
12	2/30	A-V-III	Известняк	94.5	3.6	1.4	0.2	н.о.	0.3	н.о.	н.о.	н.о.		
13	2/42	A-V-III	Доломит известковистый	8.4	88.5	н.о.	н.о.	1.4	0.9	0.3	0.5	0.5		
14	202/3	A-V-II	Ангидрит известковый	46.2	1.4	51.9	н.о.	0.5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		
15	202/8	A-V-II	Известняк доломитовый	64.2	35.4	н.о.	н.о.	н.о.	0.4	н.о.	н.о.	н.о.		
16	202/9	A-V-II	Доломит известковый, глинистый	32.1	55.2	н.о.	12.5	н.о.	0.1	н.о.	0.1	0.1		
17	202/10	A-V-II	Доломит	4.5	93.5	н.о.	1.5	н.о.	0.3	н.о.	0.2	0.2		
18	202/22	A-V-II	Известняк глинистый	87.0	1.9	0.4	10.3	н.о.	0.4	н.о.	н.о.	н.о.		
19	202/30	A-V-III	Доломит известковистый, глинисто-кварцевый	7.8	51.5	0.2	0.4	н.о.	18.3	19.6	2.2	2.2		
20	202/38	A-V-IV	Известняк	97.4	1.1	0.5	н.о.	0.2	0.8	н.о.	н.о.	н.о.		

Примечание. Н.о. — минерал не определен (его содержание ниже чувствительности метода).

породы (по основному породообразующему минералу) добавляется окончание «...истый», например, доломит (80 % доломита) известковистый (20 % кальцита);

— если содержание второстепенного минерального компонента или нескольких компонентов составляет от >25 до <50 %, то к названию породы (по основному породообразующему минералу) добавляется окончание «...овый», например, известняк (55 % кальцита) доломитовый (45 % доломита).

Если специалист считает нужным, то к основному (по минеральному составу) названию породы можно добавить размер самих минеральных зерен (мелко-, средне- и так далее зернистый). По наличию специфических образований, например, оолитов, сферолитов, пеллет (копролитов) и т. п. или обломков раковин (двустворок, фораминифер, остракод, кокколитофорид и т. д.), можно включить в название породы — сферолитовый, копролитовый, остракодовый и т. п.

Чем больше признаков или критериев выбирается для выделения различных литологических типов пород, тем большее их количество может быть выделено. Однако в конце концов классификация пород может оказаться настолько громоздкой, что ею невозможно будет пользоваться на практике. Поэтому, чтобы избежать необоснованно дробного подразделения рассматриваемых нижнекембрийских отложений на литологические типы, мы остановимся на приведенных выше простейших минералогических критериях для выбора основных литологических типов пород, слагающих обсуждаемые отложения (см. табл. 1).

Рассмотрим главные литологические типы, выделенные нами на основе перечисленных выше критериев в составе рассматриваемых отложений.

ИЗВЕСТНЯКИ

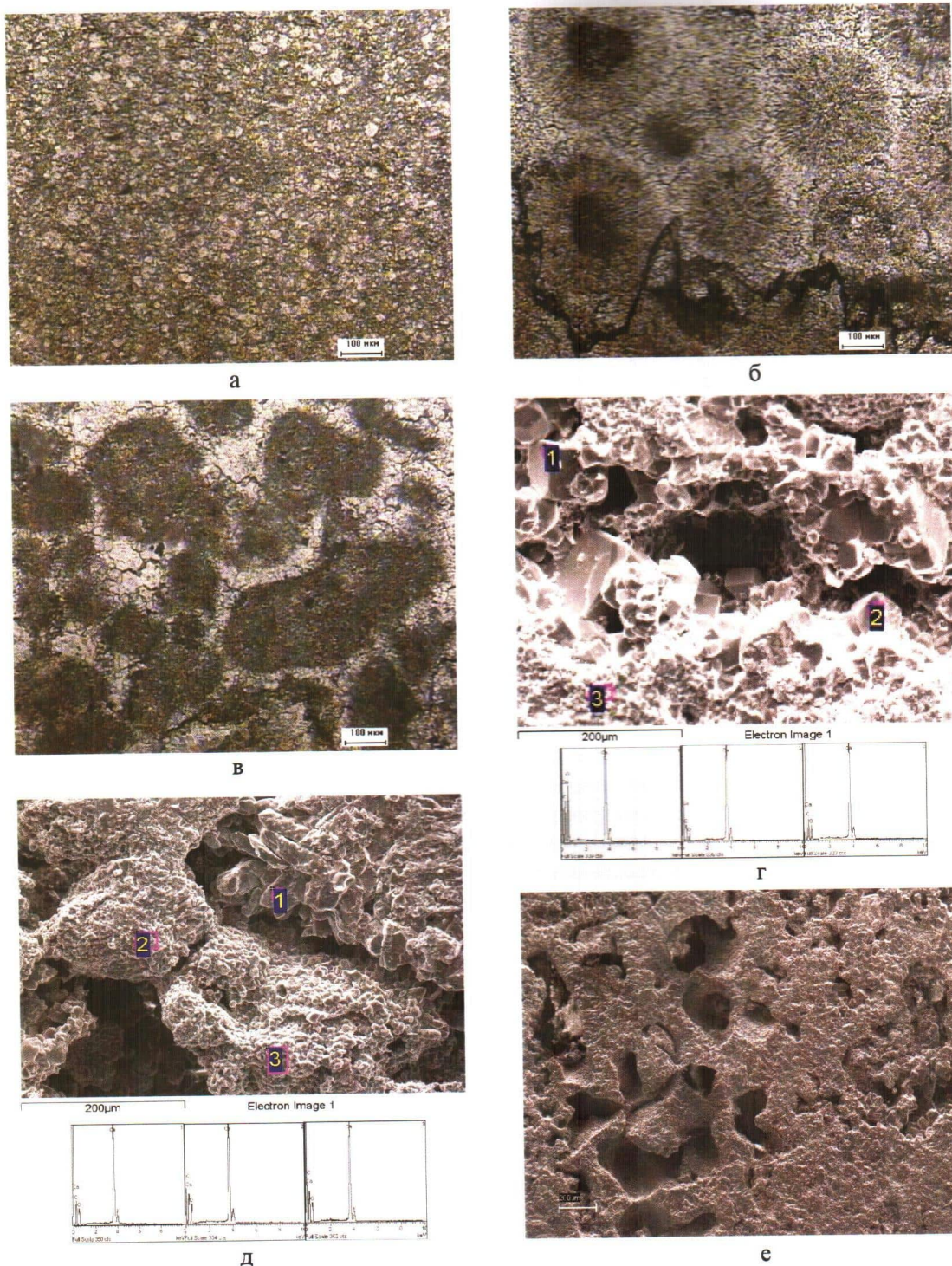
Известняки слагают основную часть разрезов, вскрытых обсуждаемыми скважинами. В них в большем или меньшем количестве присутствуют три других главных *аутигенных* (хемогенных) минеральных компонента — доломит, ангидрит и галит. В некоторых образцах отмечается присутствие заметного содержания *терригенного* материала, представленного глинами и обломками кварц-полевошпатового состава мелкоалевритовой размерности. В отличие от других типов пород они бывают довольно «чистыми» и состоят практически из одного кальцита, содержание которого в них нередко достигает 95–97 % (см. табл. 1). Среди известняков выделены следующие основные типы.

Известняки (доломитовые и/или доломитистые) мелкозернистые, плотные, почти мас-

сивные, серого цвета, часто со значительной примесью доломита (рис. 1а). Основная часть известняков сложена мелко- или микрозернистой кальцитово-массой, размеры отдельных зерен в которой изменяются от 1 до 15 мкм. В них встречаются довольно многочисленные ромбоэдрические кристаллы доломита, имеющие заметно более крупные размеры, чем основная масса кристаллов кальцита. Отмечаются редкие обломочные зерна кварца мелкоалевритовой размерности, которые иногда корродированы кальцитом. Очень редко встречаются мелкие кристаллы ангидрита (см. рис. 1а).

Известняки обломочно-сферолитовые, плотные, массивные, серого цвета. Они сложены в различной степени окатанными обломками, состоящими из мелкозернистого кальцита и сферолитами, имеющими радиально-лучистую структуру (рис. 1б). Причем часто центральная часть сферолитов представлена такими же окатанными обломками, сложенными мелкозернистым кальцитом. Диаметр обломочных зерен и сферолитов изменяется в пределах от 140 до 300 мкм, что соответствует от мелко- до среднезернистой песчаной размерности (см. рис. 1б). Обломки и сферолиты сцементированы более крупнокристаллическим прозрачным кальцитом более поздней генерации. Отмечаются одиночные и в виде небольших поликристаллических агрегатов зерна ангидрита. Встречаются единичные микростилолитовые швы, заполненные органическим материалом и, вероятно, глинами (см. рис. 1б). Следует заметить, что эта разновидность известняков обычно состоит почти исключительно из карбоната кальция, содержание которого в них достигает 93–95 %.

Известняки комковато-сгустковые, иногда с примесью сферолитов. Это плотные, почти массивные, серые, иногда со слабым буроватым оттенком породы, сложенные многочисленными округлыми (полуокатанными) обломками, состоящими из скрытозернистого кальцита, имеющими более темный оттенок по сравнению с прозрачными, довольно крупными кристаллами кальцита, цементирующими их (рис. 1в). Диаметр отдельных зерен варьирует в пределах от 70 до 360 мкм. Рассматриваемый тип известняков достаточно «чистый», содержание кальцита в нем составляет около 90 % и более. Отмечается небольшая примесь ромбоэдрических более крупных по сравнению с кристаллами кальцита зерен доломита (около 3–4 %). Встречаются редкие, очень тонкие ветвящиеся слойки или пленочки, сложенные, вероятно, углефицированным водорослевым органическим материалом. Отмечаются единичные обломочные зерна кварца мелкоалевритовой размерности, а также редкие



Условные обозначения: а — известняк доломитовый микро-мелкозернистый, образец 37, скважина 2, пласт А-V-III; б — известняк обломочно-сферолитовый, образец 4, скважина 1, пласт А-V-II; в — известняк комковато-сгустковый, образец 3, скважина 2, пласт А-V-II; г — фрагмент поверхности комковато-сгусткового известняка с мелкозернистыми обломочными зёрнами и мелко-, среднекристаллическим кальцитом, цементирующим их, образец 1, скважина 2, пласт А-V-II; д — обломки микро- и мелкозернистого известняка, покрытые более крупными шестоватыми кристаллами кальцита более поздней генерации, образец 43, скважина 1, пласт А-V-III; е — микроаверны на поверхности комковато-сгусткового известняка, образовавшиеся вследствие растворения заполнявшего их галита, образец 12, скважина 1, пласт А-V-II, Беряmbинская площадь (здесь и далее под снимками РЭМ приводятся элементные спектры микро-объектов).

Рис. 1. Фотографии РЭМ и петрографических шлифов образцов известняков

крупные и более многочисленные мелкие кристаллы ангидрита, содержание которых обычно не превышает 2–3%. Межзерновое пространство в известняках, не занятое более поздним крупнокристаллическим кальцитом, заполнено галитом, содержание которого обычно составляет 3–5%, а иногда доходит до 8–10%. В процессе изготовления петрографических шлифов из этого типа известняков галит растворяется, а затем отлагается в виде многочисленных «скелетных» кристаллов на поверхности шлифа, а поры оказываются открытыми, но незаполненными красной смолой, которую используют для прокраски шлифов перед их изготовлением с целью установления наличия в породе эффективной открытой емкости. На снимках, сделанных с помощью ретрового электронного микроскопа (РЭМ), хорошо видно микрозернистое строение комочков или сгустков, сцементированных более крупнозернистыми, часто хорошо ограненными (иногда шестоватыми) кристаллами кальцита более поздней генерации (рис. 1г, д). Необходимо обратить внимание на то, что свежий скол рассматриваемого литологического типа пород имеет однородную массивную текстуру, а на его поверхности отсутствуют какие-либо поры или микрокаверны. Но стоит погрузить какой-либо из участков образца в воду, как на его поверхности начинают возникать многочисленные поры и/или микрокаверны за счет растворения галита, заполнявшего их (рис. 1е). Ниже, при рассмотрении пород, содержащих в своем составе повышенные концентрации галита, мы более подробно рассмотрим характер распределения каменной соли в нижнекембрийских карбонатных отложениях.

Известняк копрогенный или копролитовый ангидритистый, слабо доломитистый, плотный, массивный, серого цвета с неясно выраженной тонкой волнистой слоистостью, обусловленной наличием очень тонких волнистых ветвящихся прослоев, а также присутствием микростилолитовых швов, обогащенных рассеянным органическим веществом (РОВ) или метаморфизованным битумом (рис. 2а). Известняк сложен многочисленными мелкими округлыми телами (копролитами или пеллетами), состоящими из микрозернистого кальцита серого цвета, сцементированных светлым (бесцветным) и более крупнокристаллическим кальцитом более поздней генерации, который первоначально выделялся в виде арагонита. Радиус отдельных пеллет изменяется от 15 до 60 мкм (см. рис. 2а). Встречаются немногочисленные мелкие кристаллы ангидрита и их агрегаты (10–15%). Содержание доломита — 8–10%, а карбоната кальция — 75–80%.

Известняки, глинистые, обогащенные РОВ (они имеют ограниченное распростра-

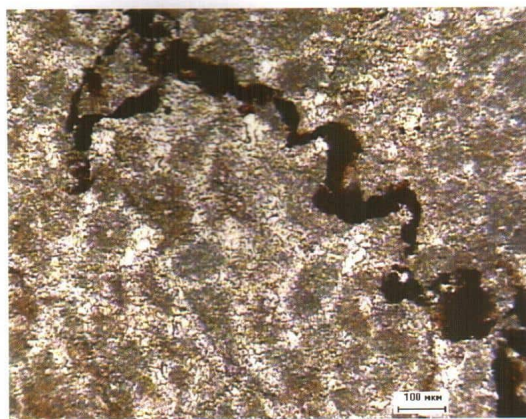
нение). Это породы серого цвета, с линзовидно-слоистой текстурой, обусловленной неравномерным (послойным) распределением карбонатного, а также глинистого материала и рассеянного органического вещества (РОВ). В петрографических шлифах отмечаются многочисленные ромбовидные кристаллы доломита (до 15–20%) и небольшая примесь мелких кристаллов ангидрита (рис. 2б). Содержание карбоната кальция не превышает 65–70% из-за довольно значительной примеси доломита и повышенной концентрации глинистых минералов и РОВ (см. рис. 2б). Отмечаются единичные органические остатки, напоминающие корни растений. Можно предположить, что морские растения (водоросли) препятствовали вымыванию волнами и течениями глины из осадка, что способствовало их накоплению в нем.

ДОЛОМИТЫ

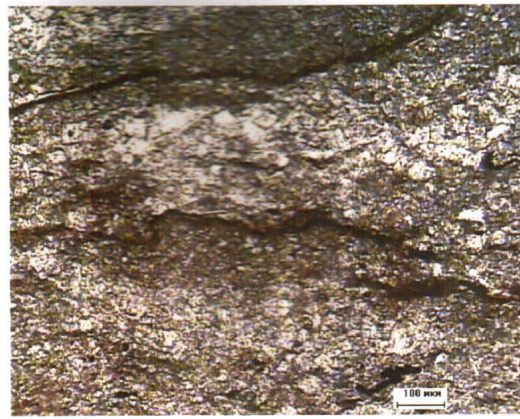
Доломиты имеют гораздо меньшее распространение в составе рассматриваемых отложений, чем известняки. Кроме того, они в отличие от известняков гораздо реже бывают «чистыми», т.е. сложенными на 90% и более доломитом. Чаще всего в их состав, кроме собственно доломита, входят кальцит, ангидрит, а иногда и каменная соль (см. табл. 1). Нами выделены всего три разновидности доломитов.

Доломиты мелкозернистые, слабоизвестковистые, пористые, которые также часто называют «сахаровидными», или «песчаниковидными» [11]. Это наиболее «чистые» разновидности доломитов, содержание примесей других минеральных компонентов (чаще всего кальцита) в которых обычно не превышает 5–8% (см. табл. 1). Рассматриваемые доломиты имеют светло-серый, до серого, иногда со слабым буроватым оттенком цвет и массивную текстуру. Мелкозернистые доломиты имеют высокую межзерновую открытую пористость, из-за чего вся площадь петрографических шлифов интенсивно прокрашивается красной смолой (рис. 2в и г). На снимках РЭМ хорошо видна морфология отдельных кристаллов доломита, слагающих рассматриваемые разновидности пород, поровое пространство, присутствующее между ними, и не совсем однородная микроструктура пород (рис. 2д, е). Кристаллы доломита в подавляющем большинстве случаев обладают хорошо выраженным ромбоэдрическим габитусом. Отмечаются единичные мелкие кристаллы пирита (см. рис. 2д, е).

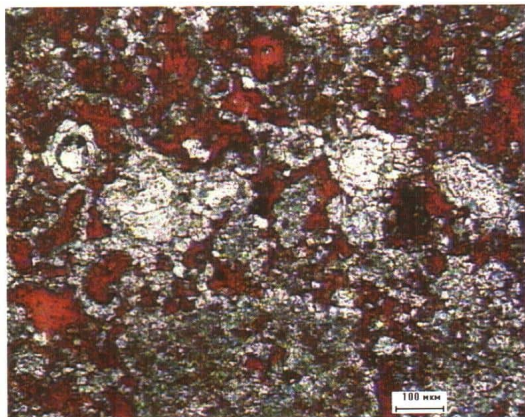
Доломиты мелкозернистые, слабоизвестковистые, плотные (с очень низкой пористостью). Рассматриваемые породы имеют светло-серый (до серого) цвет, иногда со слабым



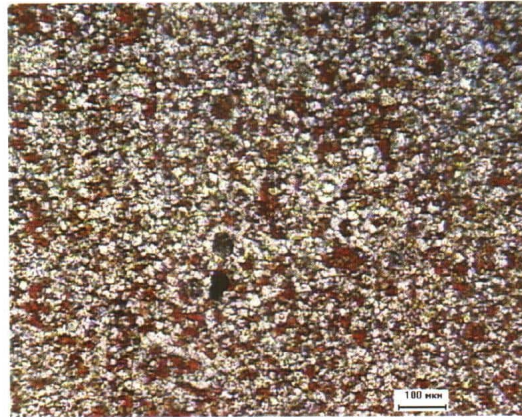
а



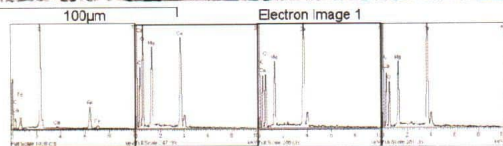
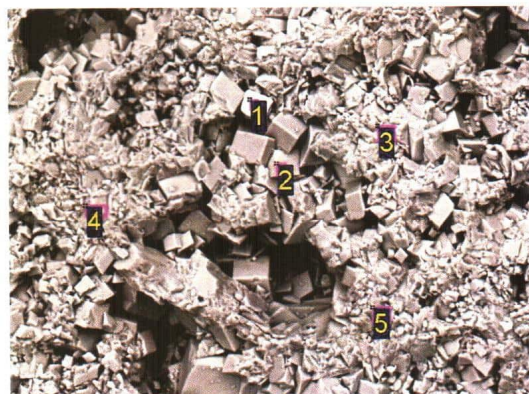
б



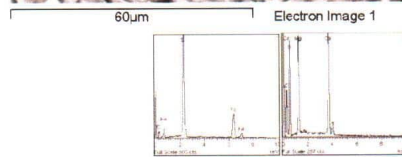
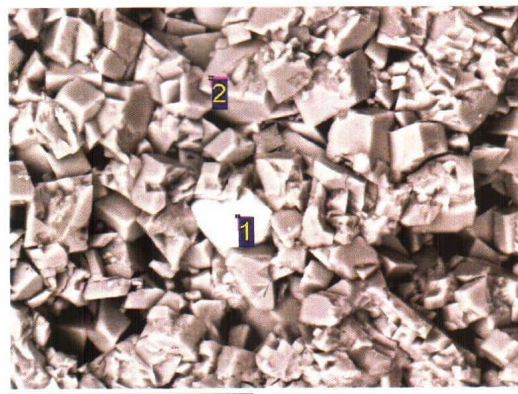
в



г



д



е

Условные обозначения: а — известняк копрогенный, образец 23, скважина 2, пласт А-V-III; б — известняк глинистый тонкослоистый, образец 17, скважина 202, пласт А-V-II; в — доломит мелкозернистый, слабоизвестковистый, красное на снимке — поры, заполненные смолой, образец 5, скважина 1, пласт А-V-II; г — мелкозернистый доломит, образец 10, скважина 202, пласт А-V-II; д — поверхность мелкозернистого доломита с мелкими кристаллами пирита (спектр 1) и многочисленными мелкими и более редкими крупными, хорошо ограниченными кристаллами доломита (спектры 2-4), образец 5, скважина 1, пласт А-V-II; е — участок поверхности скола мелкозернистого доломита с единственным кристаллом пирита (спектр 1) и многочисленными, хорошо ограниченными зернами доломита (спектр 2), образец 10, скважина 202, пласт А-V-II, Беряmbинская площадь.

Рис. 2. Фотографии РЭМ и петрографических шлифов известняков и доломитов

буроватым оттенком, плотную скрытозернистую, массивную текстуру. Они характеризуются высоким содержанием доломита (до 85–90 %), содержат незначительную примесь кальцита (8–10 %) и других компонентов (рис. 3а). На фоне основной микрозернистой массы доломита встречаются более крупные ромбоэдрические кристаллы того же минерала. Отмечаются очень редкие мелкие кристаллы ангидрита и частично корродированные карбонатами обломки кварца мелкоалевритовой размерности (см. рис. 3а). На снимке РЭМ хорошо видна плотная микрозернистая структура доломита с небольшим количеством очень мелких открытых пор, имеющих размеры, варьирующие в пределах 0.5–4.5 мкм (см. рис. 3б). Здесь же наблюдаются редкие мелкие зерна целестина и рутила (см. рис. 3б).

Доломиты глинисто-алевритистые, известковые. Эти породы имеют серый (до темно-серого) цвет, тонко-волнисто-слоистую текстуру, обусловленную неравномерным (послойным) распределением глинисто-алевритистого (терригенного) и карбонатного (аутигенного) материала. Для этих пород характерно также повышенное содержание РОВ, которое и придает породам темно-серый оттенок. Доломит присутствует как в виде крупных ромбовидных кристаллов, так и в форме мелких, не отличимых по внешнему виду от мелкозернистой кальцитовых массы зерен (рис. 3в, г). Терригенная примесь представлена следующими глинистыми минералами, расположенными в порядке убывания: гидрослюда, хлорит, ССО, а алевритовая примесь — обломочными зернами кварца и полевыми шпатами щелочного состава. Отмечаются тонкие прослойки, сложенные органическим материалом (вероятно, углефицированными остатками водорослей). Отмечается присутствие довольно многочисленных мелких кристаллов пирита, имеющих часто кубический габитус (см. рис. 3г). Встречаются также единичные мелкокристаллические агрегаты целестина.

Следует обратить внимание на тот факт, что доломиты в отличие от известняков не слагают мощные многометровые пласты, а часто присутствуют в форме тонких прослоев или линз. Более того, отмечаются совсем мелкомасштабные зоны, сложенные доломитом, измеряемые миллиметрами и даже долями миллиметра. Именно такой маломощный участок, сложенный доломитом, представлен на рис. 3д, где доломитовая зона имеет в поперечнике всего от 0.5 до 1.1 мм. В левой нижней части этого же снимка расположены совсем крохотные овальные участки, сложенные микрозернистым доломитом, имеющие диаметр около 0.3 мм (см. рис. 3д).

АНГИДРИТЫ

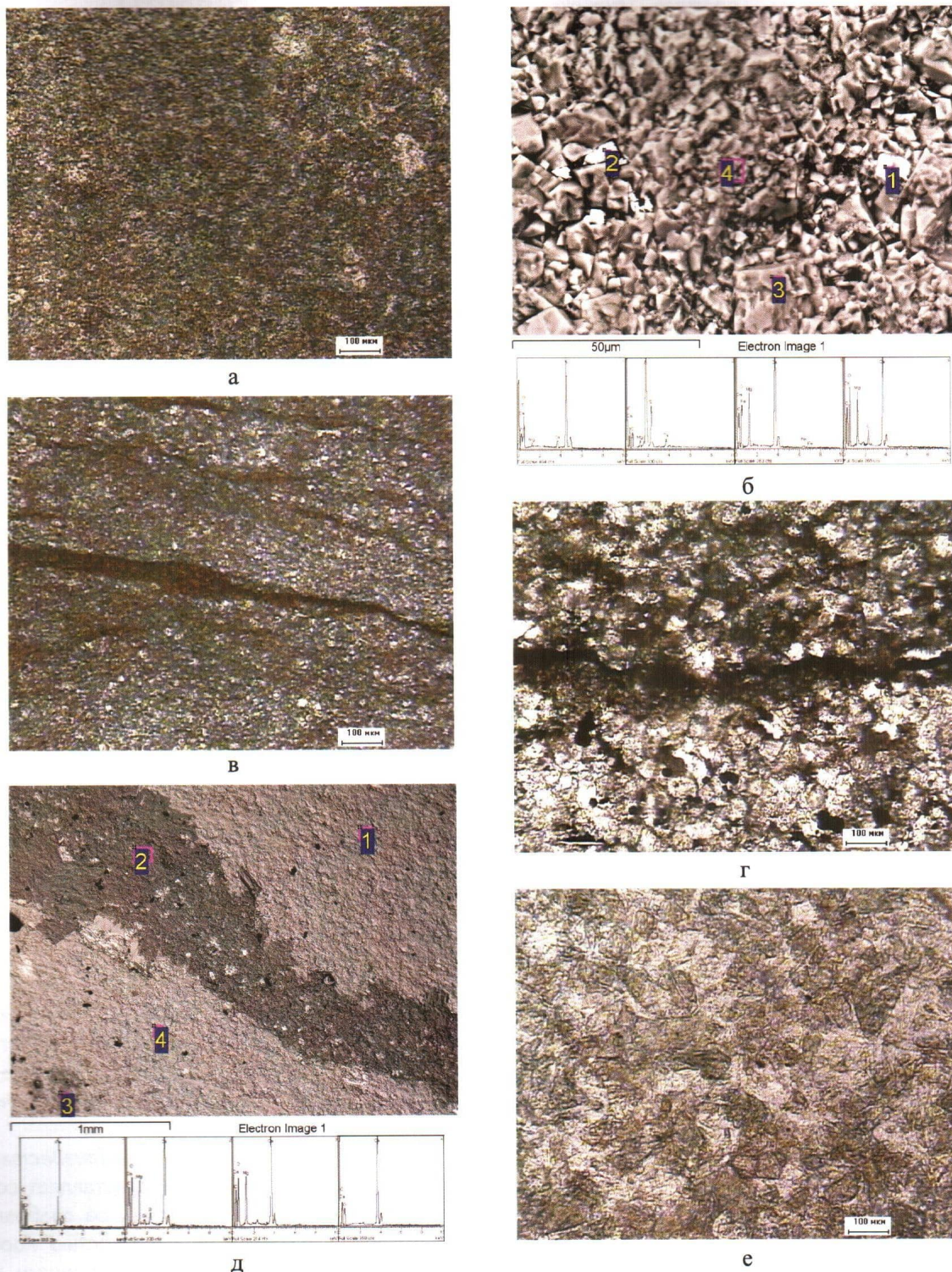
Ангидриты, как и доломиты, встречаются в виде маломощных пропластков, а также линз и желваков в толщах известняков. Из-за постоянного присутствия в их составе карбонатного материала содержание ангидрита в них, как правило, не превышает 55–70 % (см. табл. 1). Поэтому в их названии всегда присутствуют прилагательные известковый и/или доломитовый.

Ангидрит известковый, мелкозернистый. Этот литологический тип представляет собой породу светло-серого (до серого) цвета, с хорошо выраженной тонкой, часто волнистой и крутонаклоненной слоистостью, обусловленной наличием органического материала темно-серого, с буроватым оттенком, до почти черного цвета. Основной массой и цементом в породе является мелкозернистый ангидрит, в котором довольно равномерно распределены небольшие округлые агрегаты микрозернистого кальцита (рис. 3е).

Ангидрит известковый, слабодоломитистый, мелкокристаллический. Эта разновидность ангидритов отличается от предыдущей наличием более «толстой», часто линзовидной слабоволнистой субгоризонтальной слоистости, обусловленной чередованием более светлых (почти белых) ангидритовых и более темных (серых), со слабым буроватым оттенком ангидрит-кальцитовых прослоек, имеющих толщину 1–5 мм. Основная масса сложена тонкими удлиненными кристаллами ангидрита, вытянутыми вдоль поверхности напластования, среди которых расположены единичные ромбоэдрические кристаллы доломита и более многочисленные микрозернистые агрегаты кальцита (рис. 4а). Рассматриваемый литологический тип наиболее богат ангидритом, содержание которого в породе составляет около 70 % (см. табл. 1).

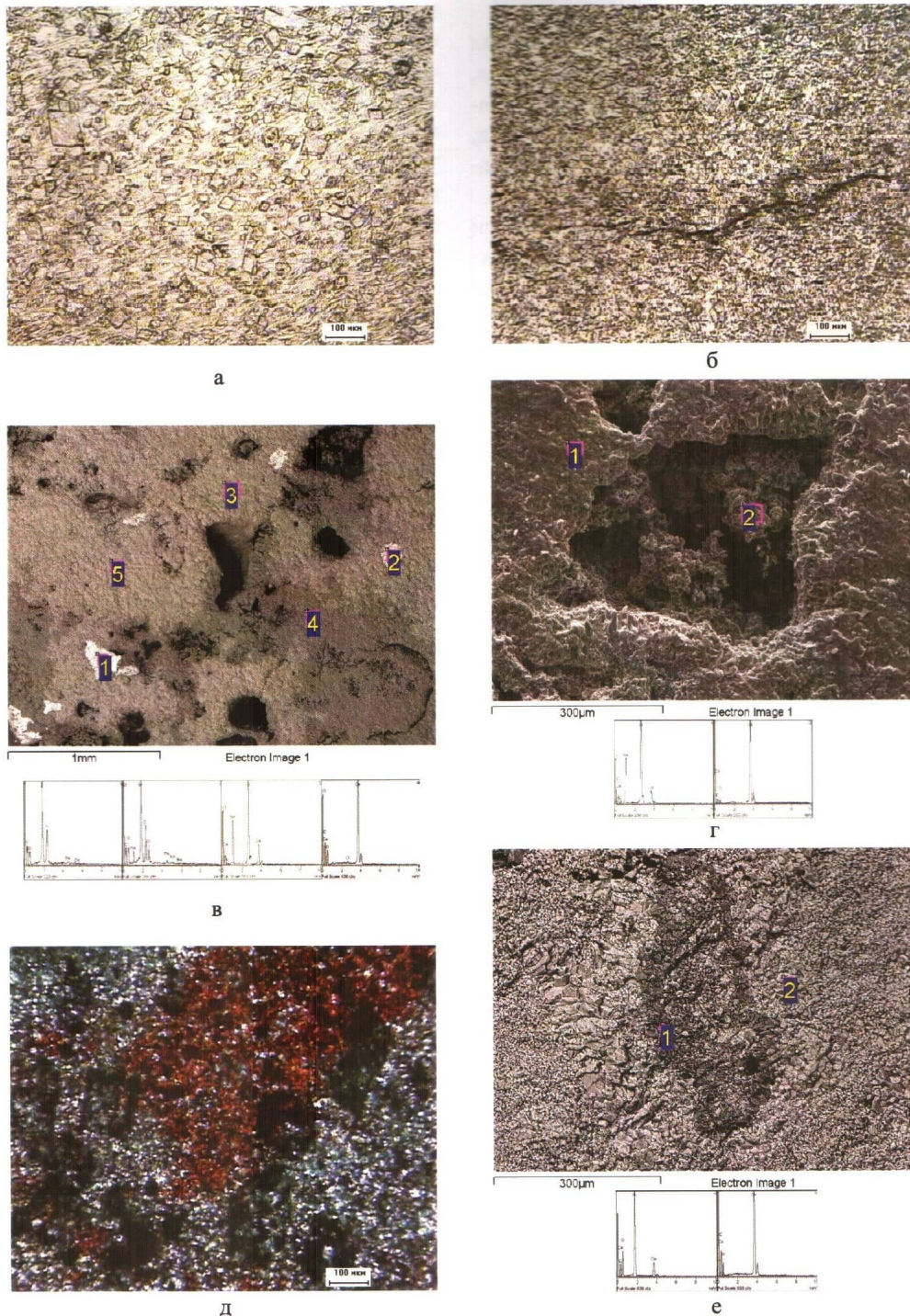
Ангидрит доломитовый, слабоизвестковистый. Рассматриваемый тип представляет собой серую (до темно-серой) плотную, со слабовыраженной тонкой волнистой слоистостью породу. Основная масса породы сложена тонкими мелкими кристалликами ангидрита, среди которых расположены многочисленные ромбоэдрические кристаллы доломита и более редкие микрозернистые мелкие агрегаты кальцита (рис. 4б). Отмечаются редкие тонкие слойки бурого цвета, представляющие собой, вероятно, углефицированные остатки водорослей.

Иногда ангидрит встречается в известняках в виде небольших желваков или линз почти белого цвета, имеющих в поперечнике 3–5 мм, а в длину — до 1.5–2.0 см.



Условные обозначения: а — доломит микрозернистый, слабоизвестковистый, образец 42, скважина 2, пласт А-V-III; б — фрагмент поверхности того же образца с мелким зерном рутила (спектр 1), зерном целестина (спектр 2) и многочисленными мелкими и более редкими крупными зернами доломита (спектры 3, 4); в — доломит глинисто-алевритистый, известковистый, образец 39, скважина 1, пласт А-V-III; г — доломит глинисто-алевритистый, слабоизвестковистый, образец 7, скважина 2, пласт А-V-II; д — участок поверхности известняка (спектры 1, 4) с тонким доломитовым участком и мелкими вкраплениями доломита (спектры 2, 3), образец 39, скважина 2, пласт А-V-III; е — ангидрит известковистый, мелкозернистый, светлое на снимке — ангидрит, более темные зерна — известняк, образец 3, скважина 202, пласт А-V-II, Берябинская площадь.

Рис. 3. Фотографии РЭМ и петрографических шлифов образцов доломитов и ангидритов



Условные обозначения: а — ангидрит известковый, слабодолмитистый, мелкокристаллический, образец 17, скважина 2, пласт А–V–III; б — ангидрит доломитовый, слабоизвестковистый, образец 13, скважина 2, пласт А–V–II; в — поверхность комковато-сгусткового известняка с мелкими кавернами, возникшими вследствие растворения галита, переотложившегося на поверхность образца (спектры 3, 5), образец 22, скважина 202, пласт А–V–II; г — увеличенный фрагмент верхней правой части предыдущего снимка с каверной, образовавшейся за счет растворения галита, частично отложившегося на поверхности образца (спектр 1); д — микрокаверны (красное на снимке), возникшие за счет растворения порового галита, и «скелетные» кристаллы галита (черное), образовавшиеся на поверхности образца, образец 9, скважина 202, пласт А–V–II; е — микрожелвак кремня (спектр 1) в комковато-сгустковом известняке (спектр 2), образец 1, скважина 2, пласт А–V–II, Берямбинская площадь.

Рис. 4. Фотографии РЭМ и петрографических шлифов ангидритов и образцов, обогащенных галитом и кремнем

КАМЕННАЯ СОЛЬ (ГАЛИТ)

Каменная соль в рассматриваемых отложениях встречается в нескольких видах. По размеру тел, слагаемых ею, или пустот, которые она заполняет в том или ином литологическом типе пород, условно можно выделить три основных разновидности галита.

Во-первых, в виде маломощных пластов или линз, толщиной до 10–15 см, сложенных практически одним бесцветным или белым (в виде поликристаллической корочки на поверхности образцов керна) галитом.

Во-вторых, в виде материала, заполняющего поры, а также микро- и макрокаверны, имеющие размеры соответственно от 0.2–0.5 до 5–8 мм. Эта разновидность галита встречается главным образом в двух разновидностях известняков: обломочно-сферолитовом и комковато-сгустковом, заполняя поры и микрокаверны между сферолитами, обломками или комочками карбонатного материала (см. рис. 1б, в). Эта разновидность галита легко растворяется с поверхности образцов водой, и на его месте остаются микрокаверны различного размера и формы (рис. 1г–е). Галит, растворенный и вынесенный из каверн, часто отлагается из пересыщенного водного раствора на поверхности образца рядом с этими кавернами в виде очень мелких кубических кристаллов (рис. 4в, г, 6г).

В-третьих, в виде материала, заполняющего микропоры, имеющие размеры от нескольких микрон до 0.05–0.1 мм, присутствующие между отдельными зернами или кристаллами кальцита и/или доломита. Эта разновидность галита практически не различима в шлифах, т.к. галит, имея кубическую кристаллическую решетку, имеет одинаковые оптические константы по всем трем осям и в поляризованном свете с анализатором никак себя не проявляет (поле в петрографическом микроскопе остается темным). Поэтому эту разновидность галита можно установить лишь путем его предварительного растворения из межзернового пространства в краевой части подготовленного к прокраске смолой образца, последующей его прокраски смолой, изготовления и, наконец, исследования этого шлифа под микроскопом.

Примером такой разновидности галита может служить образец известкового доломита с очень высоким содержанием порового галита (рис. 4д). На фотографии хорошо видно, что галит, растворенный водой и вынесенный из порового пространства доломита, отложился в виде многочисленных «скелетных» кристаллов почти черного цвета на его поверхности, а освободившееся от галита межзерновое пространство оказалось прокрашенным красной смолой (см. рис. 4д). В рассматриваемом случае галит является

поровым цементом базального типа. Причем по мере растворения и выноса из порового пространства галита образец постепенно разрушается. Этот феномен подтверждает тот факт, что практически единственным цементом в рассматриваемом образце доломита является галит, удаление которого путем его растворения водой, может привести к постепенному полному разрушению образца.

Из этого можно сделать вывод, что галит попал в межзерновое пространство доломита довольно рано (до его раннедиагенетической литификации) и на протяжении всего последующего времени (от кембрия до настоящего времени) препятствовал развитию процесса цементации, несмотря на то, что в карбонатных породах этот процесс протекает сравнительно быстро по сравнению с обычными терригенными породами.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (КРЕМНИ)

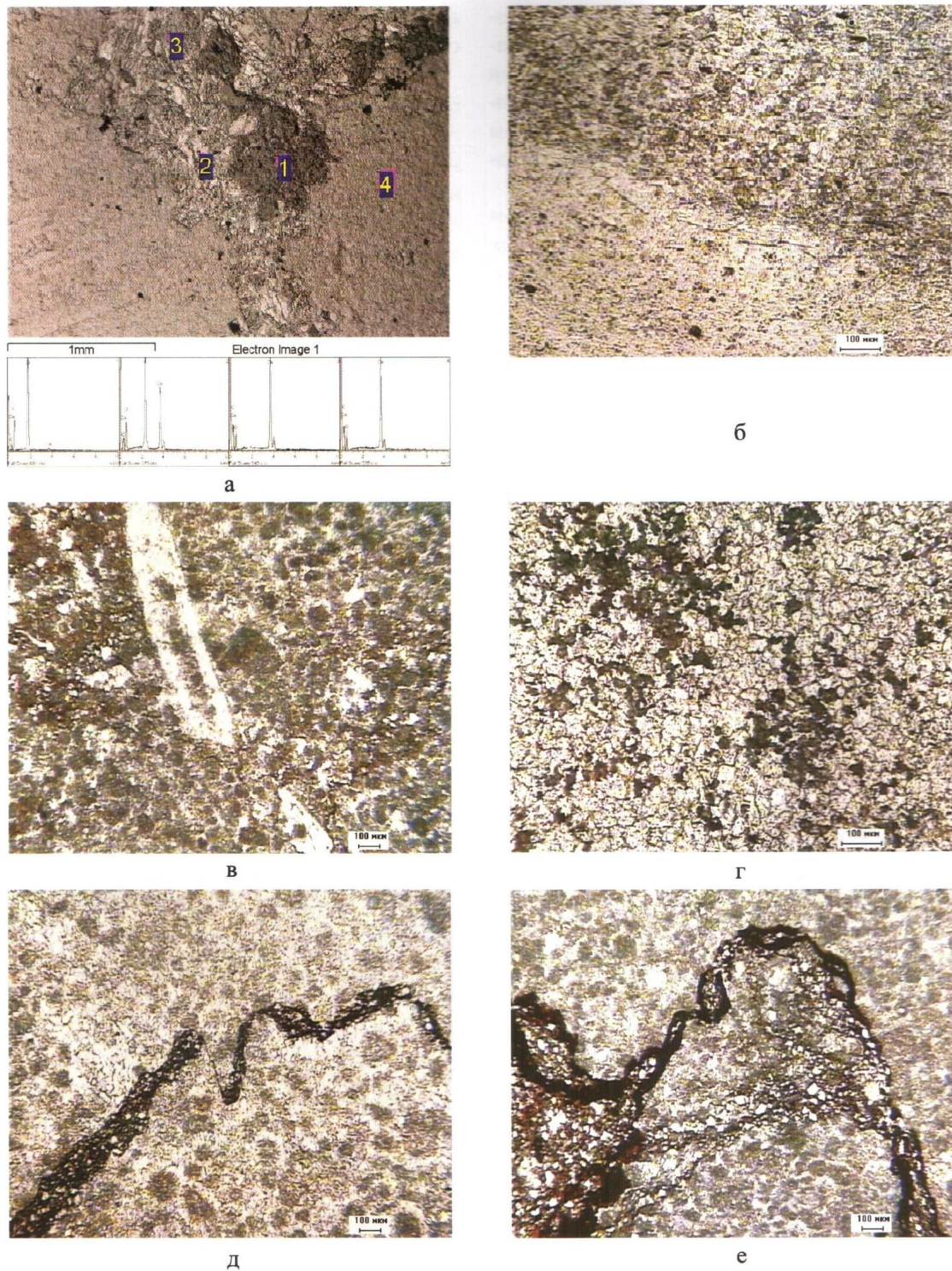
К этому типу пород относятся разновидности, обогащенные аутигенным кремнеземом. Обычно они присутствуют в составе рассматриваемых отложений в форме желваков или линз очень маленького (от десятых долей до первых мм) и небольшого размера (первые сантиметры). Встреченные нами кремни всегда содержат в своем составе большее или меньшее количество карбонатного (микро- или мелкозернистого) материала. Обычно с ними ассоциирует ангидрит.

Самые мелкие кремнистые желваки или стяжения лучше всего наблюдать с помощью РЭМа в режиме КОМПО. В этом режиме кремнистые микрожелваки выделяются наиболее темным оттенком, т.к. они сложены более легкими атомами по сравнению с окружающими их кальцитом и ангидритом (рис. 4е и 5а). Судя по полученным с площади кремнистых желваков элементным спектрам, в их составе наряду с кремнеземом в том или ином количестве присутствует кальцит (см. рис. 4е и 5а).

Более крупные (сантиметровые) кремнистые линзы или желваки изучены с помощью оптической микроскопии в петрографических шлифах. Один из таких желваков встречен в составе ангидритового доломита. Сам желвак сложен мелкозернистым кварцем с примесью рассеянных в нем мелких зерен и кристаллов ангидрита и доломита. Он занимает нижнюю часть снимка (рис. 5б). Содержание доломита в желваке составляет около 4–5%, а ангидрита — примерно 6–8%.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

Рассматриваемые отложения содержат очень мало органических остатков, кроме того, в коллективе авторов, подготовивших настоящую статью к публикации, отсутствуют палеонтологи,



Условные обозначения: а — микрожелваки кремня в комковато-сгустковом известняке, образец 21, скважина 2, пласт А-V-II; б — фрагмент границы желвака кремня (светлое внизу) и вмещающего его доломитового ангидрита (более темное вверху), образец 11, скважина 2, пласт А-V-II; в — фрагмент раковины морского организма в копролитовом известняке, образец 23, скважина 2, пласт А-V-III; г — колонии сине-зеленых водорослей (?) в мелкозернистом известняке, образец 38, скважина 202, пласт А-V-IV; д — микростилолитовый шов с уширениями в копролито-комковатом известняке, образец 7, скважина 1, пласт А-V-II; е — микростилолитовый шов с мелкими и крупными «карманами», заполненными зернами кальцита, доломита и органическим материалом в копролитовом известняке, образец 23, скважина 2, пласт А-V-III, Берябинская площадь.

Рис. 5. Фотографии РЭМ и петрографических шлифов кремней, остатков проблематичных организмов и микростилолитовых швов

поэтому здесь мы дадим лишь самые общие сведения о типах органических остатков без палеонтологической характеристики, оставляя ее для профессионалов. Кроме собственно органических остатков здесь приведены также примеры следов жизнедеятельности различных организмов.

Самым простым примером или свидетельством жизнедеятельности нижнекембрийских морских организмов являются копролиты или пеллеты, встреченные в составе известняков. В некоторых случаях их объем настолько велик, что они становятся породообразующим материалом и по ним дается название породе, например, известняк копрогенный или копролитовый, описание которого приведено выше (см. рис. 2а).

Лишь в одном из шлифов были встречены обломки, напоминающие фрагменты раковины морского организма (рис. 5в).

Обнаружены также проблемные образования, напоминающие по внешнему виду колонии сине-зеленых водорослей (рис. 5г).

В мелкозернистых доломитах встречаются очень мелкие округлые образования, отдаленно напоминающие по внешнему виду кокколлиты (рис. 2в и г).

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Подавляющее большинство рассмотренных выше пород имеет серый или даже темно-серый цвет, кроме того, в некоторых их типах отмечаются слои темно-серого (до почти черного) цвета, что косвенно указывает на присутствие в них органического материала. Однородный серый или темно-серый цвет могут придавать рассеянные в карбонатных отложениях углефицированные остатки, например, сине-зеленых водорослей. В состав тонких слоев темно-серого (до черного) цвета, а также и стилолитовых швов могут входить углефицированные остатки различных видов водорослей, включая прикреплявшихся к грунту. Рассмотрим различные типы органического вещества более подробно.

Наиболее эффектно выглядят микростилолитовые швы, в которых присутствует бурое гецефицированное органическое вещество. Стилолитовые швы часто имеют уширения, в которых наряду с органическим материалом присутствуют многочисленные мелкие кристаллы доломита и кальцита (рис. 5д, е). На фотографии поверхности скола комковато-сгусткового известняка с фрагментом стилолитового шва, полученном с помощью РЭМа (в режиме КОМПО), хорошо видно бесструктурное органическое вещество темно-серого цвета, окруженное многочисленными мелкими кристаллами кальцита (рис. 6а). По результатам микроэлементного

анализа этого органического вещества в его состав входит сера.

В образцах, отобранных из комковато-сферолитовых известняков, отмечаются многочисленные тонкие волнистые слои, сложенные темно-бурым гецефицированным органическим материалом (рис. 6б). Можно предположить, что это углефицированные остатки водорослей.

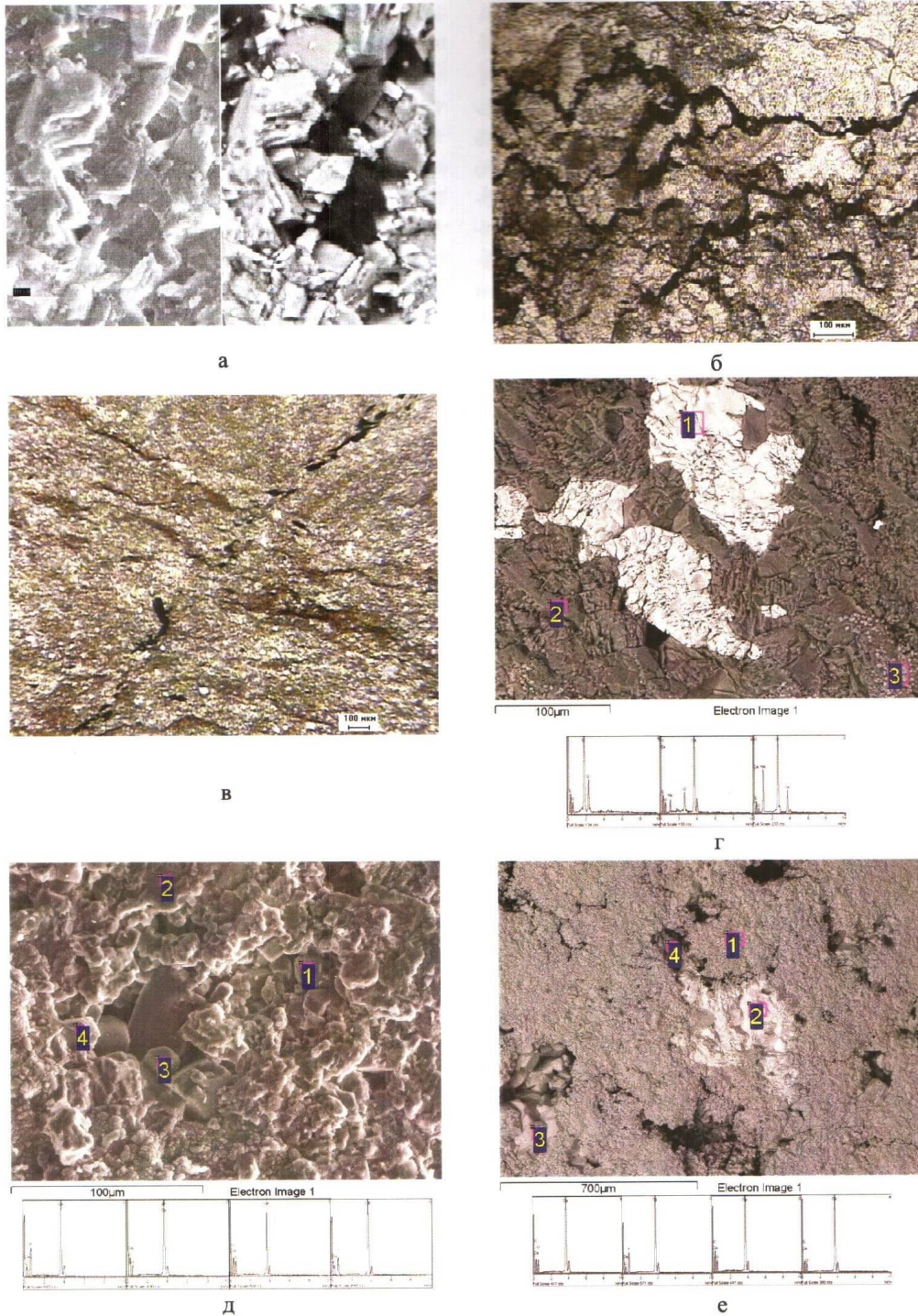
Очень редко встречаются раздробленные на отдельные фрагменты мелкие органические остатки темно-бурого (почти черного) цвета, секущие слоистость под довольно крутым углом, что позволяет сделать предположение, что это углефицированные остатки корней водорослей, прикреплявшихся к грунту (рис. 6в).

Завершая рассмотрение особенностей вещественного состава нижнекембрийских отложений, рассмотрим некоторые из минералов-примесей, которые встречаются в рассматриваемых отложениях, причем имеющих лишь аутигенное происхождение.

Среди примесей самым распространенным минералом является *целестин*, который сложно отличить от ангидрита обычными способами. Однако, используя РЭМ в комплексе с микрозондовой приставкой для элементного анализа микрообъектов и снимая образцы в режиме КОМПО, его легко обнаружить в составе нижнекембрийских отложений по характерному для него светло-серому оттенку и соответствующему элементному спектру (рис. 6г). В отличие от ангидрита, который часто выделяется в виде хорошо ограненных отдельных кристаллов или их агрегатов, причем имеющих достаточно большие размеры (до первых сантиметров), целестин образует мелкозернистые агрегаты неправильной формы, обычно имеющие размеры 0.05–0.5 мм (см. рис. 6г).

Пирит встречается в рассматриваемых отложениях очень редко, обычно в виде единичных мелких кристаллов кубического облика, которые благодаря высокому атомному весу слагающих его элементов хорошо выделяется на снимках РЭМ, полученных в режиме КОМПО, почти белым цветом (см. рис. 2д, е).

Еще одним довольно редким минералом, обнаруженным в нижнекембрийских отложениях, является *флюорит*, который встречается в двух видах. Во-первых, в виде хорошо ограненных отдельных кристаллов (рис. 6д) и, во-вторых, в форме мелкокристаллических агрегатов, которые выделяются более светлым оттенком на снимках РЭМ, выполненных в режиме КОМПО (рис. 6е).



Условные обозначения: а — фрагмент поверхности комковато-сугликоватого известняка, снятый в обычном (слева) и КОМПО (справа) режимах, на правом снимке темно-серым цветом выделяется органическое вещество, входящее в состав микростилолитового шва, образец 30, скважина 2, пласт А-V-III; б — тонкие волнистые слои, сложенные углефицированными остатками водорослей в том же образце; в — углефицированный остаток корней водорослей (почти черного цвета) в мелкозернистом глинистом известняке, образец 17, скважина 202, пласт А-V-II; г — мелкокристаллические агрегаты целестина светло-серого цвета (спектр 1) в комковато-сугликовом известняке (спектр 2), на поверхности которого выделился микрокристаллический галит (спектр 3), образец 9, скважина 1, пласт А-V-II; д — мелкие кристаллы флюорита (спектры 1, 4) в мелкозернистом известняке, образец 1, скважина 1, пласт А-V-II; е — скрытозернистый, массивный агрегат флюорита в сугликово-комковатом известняке, образец 12, скважина 202, пласт А-V-II, Беряmbинская площадь.

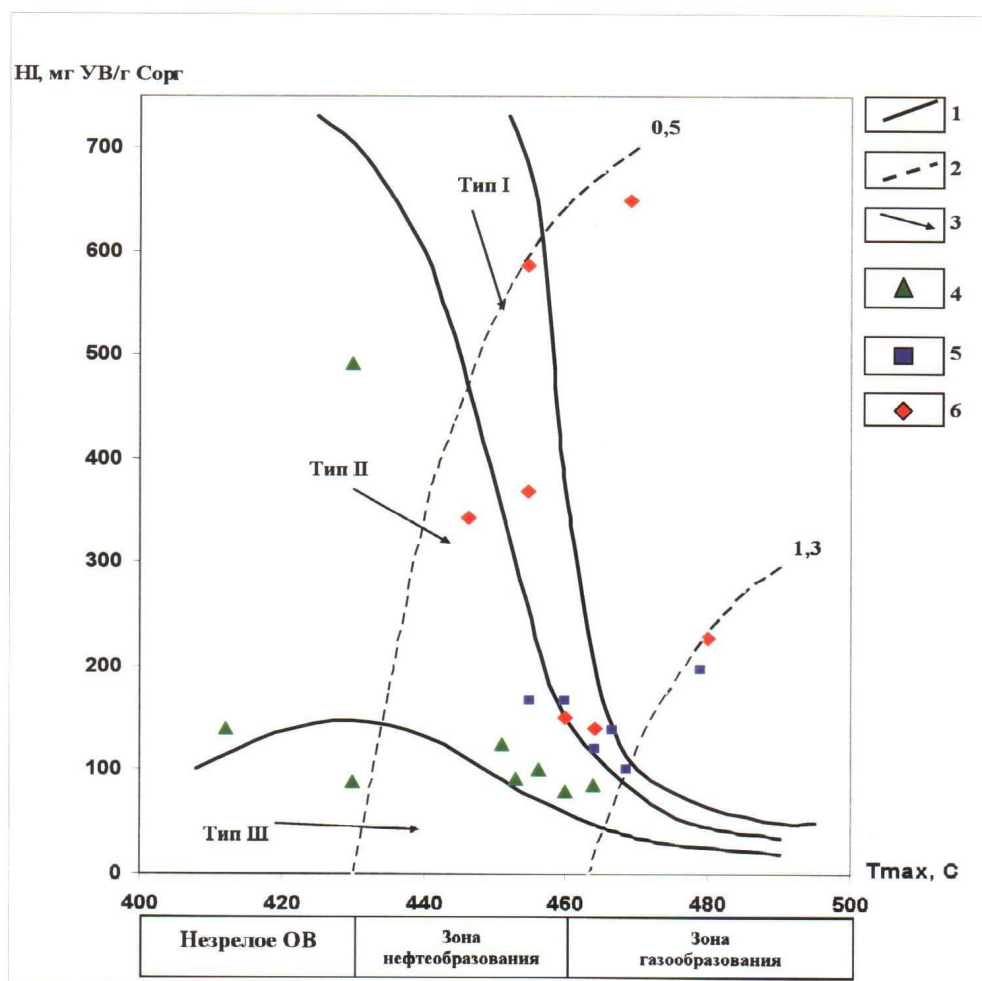
Рис. 6. Фотографии РЭМ и петрографических шлифов образцов из нижнекембрийских отложений

РЕЗУЛЬТАТЫ ПИРОЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Пиролитические исследования рассматриваемых отложений проводились с целью оценки типа или типов органического вещества, входящего в их состав, степени их катагенетического преобразования, а также определения их нефтегенерационных свойств. Для этого использовалась установка типа Rock-Eval, на которой определяли три параметра: величину S_1 , соответствующую количеству свободных углеводородов (УВ) нефтяного ряда, адсорбированных породой; величину S_2 , характеризующую количество УВ, выделяющихся в результате термокрекинга рассеянного в породе твердого органического вещества (керогена), и температуру, при которой отмечается максимальный выход УВ в процессе термокрекинга (T_{max})

и которая используется для оценки уровня катагенеза органического вещества [5, 9, 10, 18].

Для получения количественной характеристики водородного индекса (HI), равного отношению $S_2/S_{орг}$, необходимо определить величину содержания в породе органического углерода ($S_{орг}$). С этой целью использовался анализатор АН-7529, в котором путем высокотемпературного нагрева (до 1200 °С) в токе кислорода проводилось сжигание навески исследуемой породы. На основе данных о содержании в породе $S_{орг}$ и результатов пиролитических исследований проводилась оценка нефтегенерационных свойств рассматриваемых отложений. Полученные в результате пиролитических исследований и определения $S_{орг}$ данные представлены в табл. 2 и на диаграмме $HI-T_{max}$ (рис. 7).



Условные обозначения: 1 — линии, разграничивающие поля водородного индекса (HI) для трех типов РОВ: I — аквагенного озерного типа; II — аквагенного морского; III — террагенного, связанного с высшей растительностью и /или окисленного аквагенного; 2 — изолинии отражающей способности витринита (R_{v}); 3 — направления изменения величины HI и T_{max} в катагенезе. Результаты пиролитических исследований образцов, отобранных: 4 — из 1-й скважины; 5 — из 2-й скважины; 6 — из 202-й скважины.

Рис. 7. Диаграмма $HI-T_{max}$ для отложений, вскрытых скважинами 1, 2 и 202 Берябинской площади

Анализ полученных результатов показал, что в рассматриваемых отложениях присутствуют два основных типа органического вещества I и II типов [18]. Первый тип органического вещества обладает самым высоким нефтегенерационным потенциалом (см. рис. 7). Считается, что эта разновидность органического материала накапливалась в озерных или лагунных условиях, а основным материалом служили простейшие одноклеточные водоросли типа сине-зеленых [18]. Второй тип органического вещества накапливался в морских условиях, он обладает меньшим по сравнению с первым нефтегенерационным потенциалом, что объясняется, с одной стороны, иным составом и соотношением органических остатков, послуживших его источником, а также иными окислительно-восстановительными условиями, существовавшими в морском бассейне во время его накопления и последующих диагенетических преобразований (см. рис. 7).

Несколько точек, расположенных правее поля распространения водородного индекса I типа, могут соответствовать образцам, в которых кроме керогена присутствует метаморфизованный битум (см. рис. 7).

Напротив, один образец, обладающий самыми низкими генерационными свойствами, попавший в поле распространения керогенов III типа, вероятно, содержит заметную долю сильно окисленного органического вещества (см. рис. 7).

Основная масса точек на рассматриваемой диаграмме попадает в зону нефтеобразования и примерно соответствует значениям отражающей способности витринита ($R_{v,i}$), изменяющейся в пределах от 0.5 до 1.3 (см. рис. 7).

В целом нижнекембрийские отложения содержат очень мало Сорг, концентрация которого изменяется в пределах от 0.02 до 0.15 % (см. табл. 2). Поэтому можно заключить, что в составе рассматриваемых отложений нефтематеринские породы отсутствуют. Действительно, даже самые низкопродуктивные нефтематеринские толщ имеют содержание Сорг на порядок и более высокое, чем в рассматриваемых отложениях [5, 9, 10, 18]. Следовательно, рассматриваемые отложения могут представлять интерес лишь как коллекторы, способные содержать в себе углеводородные залежи, но не как нефтематеринские толщ.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Принципиальное отличие карбонатных отложений от терригенных заключается в том, что основной объем осадочного материала, входящего в их состав, является аутигенным либо испытывавшим незначительное перемещение в пре-

делах бассейна седиментации. Поэтому для восстановления палеофациальных условий осадконакопления рассматриваемых отложений необходимо выделить основные типы осадков, которые входят в состав карбонатных толщ и на их основе (используя метод актуализма) попытаться восстановить палеогеографические и палеоклиматические условия, в которых они могли накапливаться.

Как мы видели выше, в состав карбонатных пород входят следующие компоненты:

- обломки фрагментов раковин (очень редко);

- интракласты или обломочные фрагменты осадка, которые образовывались практически одновременно с процессом седиментации (они возникали в результате разрушения близлежащих участков морского дна придонными течениями и/или волнами);

- пеллеты (копролиты);

- сферолиты и/или оолиты;

- карбонатный ил;

- органическое вещество (углефицированные остатки водорослей);

- хемогенные минералы, включающие помимо собственно карбонатных минералов сульфаты (гипс, ангидрит, целестин), хлориды (галит), фториды (флюорит);

- терригенная примесь (кварц, полевые шпаты, глинистые минералы).

Присутствие тех или иных компонентов или минералов в составе рассматриваемых пород, а также их текстурно-структурные особенности позволяют сделать более или менее обоснованные предположения относительно условий образования этих пород.

Напомним основные критерии, используемые при проведении палеореконструкций условий осадконакопления:

- размеры и морфология зерен, позволяющие судить о степени гидродинамической активности водной среды;

- текстурно-структурные особенности пород;

- минеральный состав карбонатных минералов, свидетельствующий о физико-химической обстановке, в которой происходило накопление или преобразование осадка;

- минеральный состав хемогенных (некарбонатных) минералов, также позволяющий сделать достаточно обоснованные предположения о физико-химических условиях, существовавших в бассейне осадконакопления;

- наличие тех или иных определяемых остатков организмов (нами этот критерий не используется из-за отсутствия определенных органических остатков);

- присутствие органического вещества и его тип.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПИРОЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И СОДЕРЖАНИЕ СОРГ S₁ В ОБРАЗЦАХ S₂ ПОРОД, ОТОБРАННЫХ ИЗ СКВАЖИН 1, 2 И 202 БЕРЯМБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

№ обр.	Глубина, м	Порода	Н.О., %	Сорг., %	T _{max} , °C	S ₁ , мг УВ/г породы	S ₂ , мг УВ/г породы	Н ₁ , мг УВ/г Сорг
Скважина 1								
1	1270.40	Известняк ангидритовый	11.5	0.04	472	0.05	0.12	306
1	1270.40	Известняк ангидритовый	11.5	0.04	430	0.05	0.20	491
5	1272.30	Доломит известковистый	1.6	0.07	464	0.01*	0.06*	86
9	1274.85	Известняк	2.1	0.08	456	0.02*	0.08*	100
12	1276.30	Известняк	2.1	0.03	-	-	-	-
17	1305.45	Известняк	1.3	0.13	453	0.02*	0.12*	92
22	1307.35	Ангидрит известковый	28.2	0.04	451	0.04*	0.05*	125
28	1323.60	Известняк	17.4	0.09	430	0.03*	0.08*	89
34	1328.50	Известняк	24.1	0.05	412	0.02*	0.07*	140
38	1332.30	Известняк	18.4	0.04	336	0.05*	0.05*	125
43	1336.20	Известняк	0.67	0.15	460	0.02*	0.12*	80
Скважина 2								
1	1307.25	Известняк	1.3	0.06	479	0.06	0.12	197
3	1307.70	Известняк	1.4	0.08	467	0.03	0.11	138
6	1308.40	Известняк доломитовый	7.5	0.03	455	0.03*	0.05*	167
11	1310.05	Кремень	25.2	0.06	460	0.04	0.10	167
19	1311.85	Известняк	1.1	0.05	469	0.03*	0.05*	100
27	1357.85	Ангидрит известковый	33.6	0.05	464	0.03*	0.06*	120
Скважина 202								
1	1487.10	Ангидрит известково-доломитистый	29.2	0.06	460	0.04*	0.09*	150
5	1489.80	Известняк	4.1	0.02	469	0.08	0.13	650
9	1491.60	Доломит известково-галитистый	0.5	0.04	455	0.18	0.23	587
10	1491.80	Доломит	0.3	0.03	-	-	-	-
12	1493.15	Известняк доломитистый	2	0.08	480	0.14	0.18	227
20	1497.65	Известняк	4.6	0.08	464	0.05*	0.12*	140
21	1498.00	Известняк	1.3	0.04	455	0.11	0.15	368
22	1498.30	Известняк галитистый	1.8	0.04	446	0.10	0.14	342

Примечание*. Ниже предела обнаружения.

Поскольку в состав рассматриваемых отложений входят хемогенные минералы, характерные для эвапоритовых фаций, то напомним порядок их выделения по мере упаривания водного раствора (рассола): карбонаты (1) → гипс (2) → гипс и галит (3) → галит и ангидрит (4) → галит и полигалит (5) → магнезиальные и калийные соли (6).

Судя по результатам выполненных минералогических исследований в нижнекембрийских отложениях встречены хемогенные (эвапоритовые) ассоциации минералов от карбонатной (1 стадия) до галит-ангидритовой включительно (4 стадия). Следовательно, при проведении реконструкции рассматриваемых отложений можно допустить, что породы, в состав которых входят ангидрит и галит, могли накапливаться в соленых палеобассейнах, однако не достигших максимальной стадии упаривания. Не следует, однако, забывать, что эвапоритовые осадки, отлагающиеся в пределах установленных стадий, могут накапливаться не только в прибрежно-морских субаквальных условиях, например, в лагунах или прибрежных озерах, но и в субэвральном обстановках, например, в себхах. Поэтому необходимо уточнить фациальные условия, в которых они накапливались, что мы и сделаем чуть позже.

В настоящее время известно несколько аридных районов, в пределах которых происходит накопление морских карбонатов и эвапоритов. Эти районы расположены в широкой полосе приблизительно от 35° южной широты до 35° северной широты. Самыми известными из таких районов являются Персидский залив и западная часть Австралии (залив Шарк). Поэтому в своих реконструкциях мы будем опираться главным образом на результаты изучения различных фациальных типов осадков, накапливающихся в этих районах, выполненных различными исследователями [7, 12, 13].

Основываясь на этих данных, а также результатах выполненных нами литолого-минералогических исследований, построена обобщенная схема расположения прибрежно-морских карбонатных фаций и эвапоритов, отлагавшихся в аридных климатических условиях (рис. 8).

Попытаемся определить место, которое должен занимать тот или иной из выделенных выше литологических типов пород в пределах фациальных зон, отображенных на полученной схеме.

Первый из выделенных литологических типов (доломитистые или доломитовые известняки), исходя из их гранулометрической характеристики и минерального состава, скорее всего, должны были отлагаться в пределах литорали в условиях низкой гидродинамической активности — на дне мелких озер и/или прудов (см. рис. 8). Низкое содержание в их

составе ангидрита свидетельствует о не очень значительной концентрации солей в этих водных бассейнах (1-я, самое начало 2-й из приведенных выше стадий упаривания). Отсутствие в их составе органических остатков может косвенно указывать на их хемогенное образование, хотя нельзя исключить возможность практически полного разрушения карбонатных раковин морских организмов, обломки которых также могли перейти в состав карбонатного осадка.

Второй литологический тип (обломочно-сферолитовый), скорее всего, отлагался в более активных гидродинамических условиях сублиторали в прибрежных частях лагун, приливно-отливных дельт или протоков и окаймляющих их баров (см. рис. 8). Действительно, рост сферолитов возможен лишь в активной водной среде, причем необходим постоянный привнос карбонатного материала в растворенном виде более холодными морскими водами, поступающими во время приливов и штормов в теплый сублиторальный бассейн, где и происходит выделение избытка двуокиси кальция на поверхности сферолитов (оолитов).

Третий литологический тип известняков (комковато-сгустковые) представляет собой, по сути, интракласты, сложенные микрозернистым кальцитом, сцементированные более поздним, более чистым (прозрачным) и более крупнокристаллическим кальцитом. Они возникли вследствие разрушения уже отложившегося и частично литифицированного илистого карбонатного осадка. Наиболее вероятными местами их образования являются участки, подвергшиеся действию штормовых волн или достаточно сильных приливно-отливных течений, которые могут наблюдаться в сублиторали или в литоральной части побережья (см. рис. 8). Поскольку эти обломки имеют более или менее окатанную форму, то можно заключить, что они накапливались в активной гидродинамической обстановке, о которой говорилось выше. Сказанное косвенно подтверждается также и тем фактом, что рассматриваемые известняки довольно «чистые», в них отмечается незначительная примесь других минералов, таких как доломит и/или ангидрит, которые накапливаются в обстановках, расположенных ближе к суше (верхняя часть литорали и надлитораль).

Четвертый тип известняков (копрогенный или копролитовый) может накапливаться чаще всего в двух обстановках: во-первых, в центральных, наиболее глубоких частях лагун сублиторали и, во-вторых, также в наиболее глубоких участках озер и прудов в пределах литорали (см. рис. 8).

Пятый тип известняков (глинистый). Судя по вещественному и гранулометрическому составам этих известняков, они могли отлагаться или в верхней части литорали, или в надлиторали, где

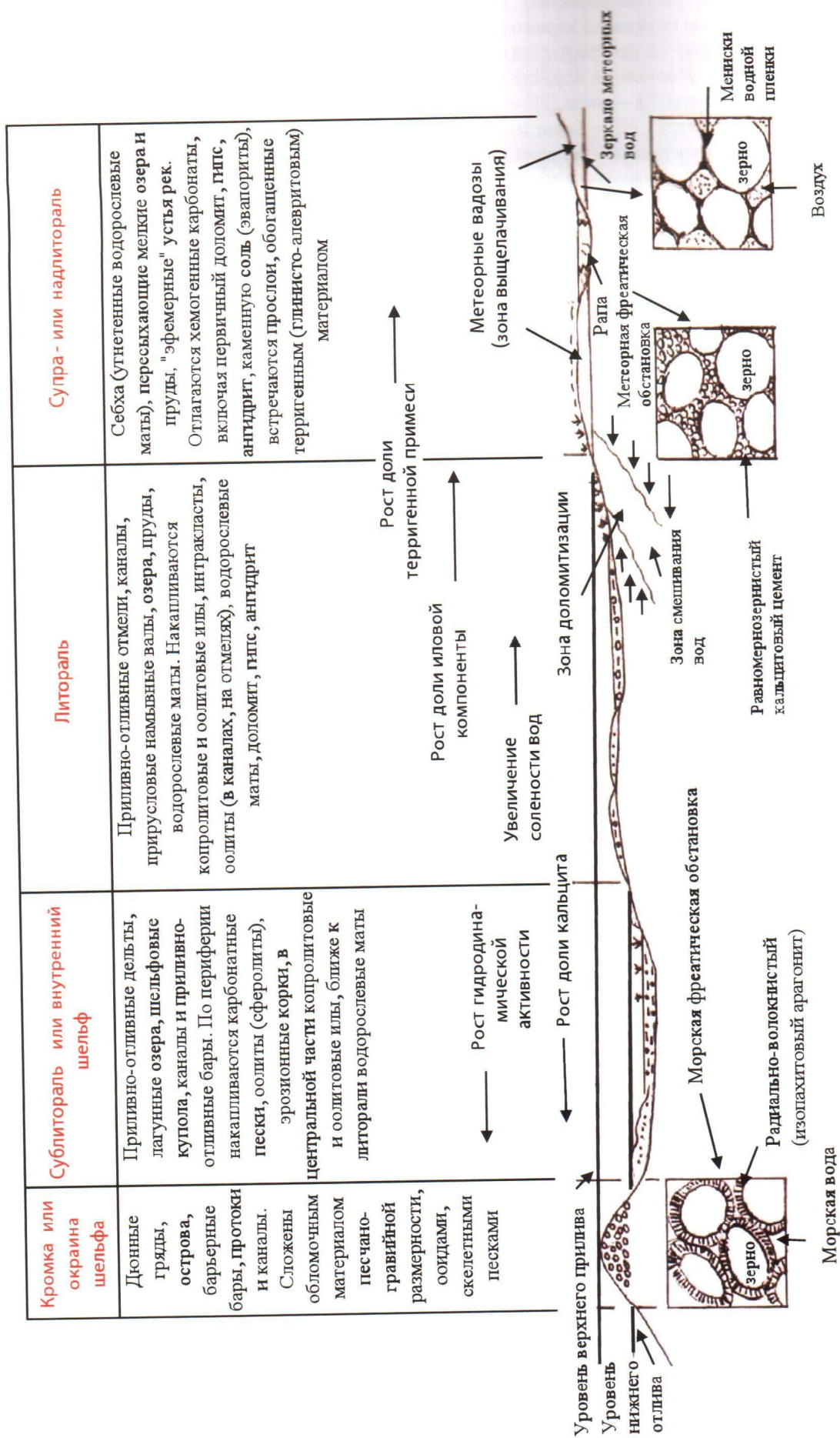


Рис. 8. Обобщенная схема расположения фаций прибрежно-морского карбонатно-эвапоритового комплекса осадков [7, 12, 13, 15]

появляются первичные и/или вторичные доломиты и начинает ощущаться близость суши с ее терригенным материалом. Присутствие в рассматриваемых известняках углефицированных остатков водорослей и приуроченность к ним глинистого материала может косвенно свидетельствовать о том, что они способствовали накоплению и удержанию глин в осадке (см. рис. 2а и 8).

Переходя к условиям образования доломитов, напомним существующие в настоящее время точки зрения относительно механизма их формирования. Выделяется несколько типов доломитов: *первичные доломиты*, *протодоломиты* и *вторичные доломиты*. *Первичные доломиты*, как и следует из их названия, образуются сразу хемогенным путем из раствора, пересыщенного относительно Mg^{2+} , т. е. имеющего очень высокое значение отношения Mg^{2+}/Ca^{2+} (более 20) [3]. Напомним, что в обычной морской воде это отношение обычно составляет 4–6 [3, 7]. Такой доломит в виде очень мелких кристаллов образуется в остаточных рассолах (рапе) в мелких (эвапоритовых) бассейнах, расположенных в верхней части литорали и в надлиторальной зоне [3, 7, 8, 11–15].

Протодоломиты также формируются в этих же фациальных обстановках, но под поверхностью seab, где метастабильный мелкокристаллический арагонит замещается протодоломитом. Этому процессу, несомненно, способствует выпадение в осадок из пересыщенных водных растворов зерен гипса и ангидрита, что является очень характерным для seab, т. к. удаление вследствие их образования из раствора иона Ca^{2+} приводит к резкому увеличению величины отношения Mg^{2+}/Ca^{2+} . Кстати говоря, резкий рост обсуждаемого отношения в рапе соленосных водоемов, о котором говорилось выше, также в основном объясняется той же причиной — удалением иона Ca^{2+} вследствие формирования отложений гипса и ангидрита на дне этих водоемов. Протодоломиты отличаются от доломитов неупорядоченным распределением ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} в кристаллической решетке этого минерала и немного большим по сравнению со стехиометрическим содержанием Ca^{2+} . Постепенно по мере упорядочения распределения катионов в его кристаллической решетке и удаления «лишнего» кальция протодоломит превращается в доломит.

Вторичные доломиты — это доломиты, формирующиеся в процессе метасоматического замещения известняков после их образования и литификации. Строго говоря, их образование также, вероятно, может проходить через стадию протодоломитов. Хотя точных сведений на этот счет нет. Для приповерхностных (раннедиагенетических) вторичных доломитов можно предложить модель смешения фреатических морских и метеорных вод [7, 13]. Описываемый эффект

доломитизации основан на нелинейности кривых растворимости при смешении растворов различного состава и происхождения. В результате смешения этих двух типов вод получается раствор недонасыщенный по отношению к кальциту и, напротив, пересыщенный по отношению к доломиту. Вследствие этого происходит замещение известняков доломитом. Вероятнее всего, эта зона доломитизации располагается где-то на границе верхней литорали и нижней надлиторали (см. рис. 8).

Не следует забывать, что при переходе кальцита в доломит происходит уплотнение породы и появляется вторичная пористость, составляющая в среднем около 10%, поэтому в соответствии с принципом Лешателье увеличение литостатического давления на известковые породы будет способствовать процессу доломитизации. Вполне возможно, что именно благодаря этому на достаточно больших глубинах процесс доломитизации начинает прогрессировать, что ведет к резкому уменьшению в составе пластовых вод известного Mg^{2+}/Ca^{2+} отношения. Действительно, если это отношение в морской воде, как уже говорилось выше, составляет около 4–6, а в озерной рапе около 20 и более, то в пластовой воде из нижнекембрийских отложений Берямбинской площади — всего 0.2–0.3 (!). Вряд ли состав морской или океанической вод и рассолов солевых озер, существовавших в нижнем кембрии, могли существенным образом отличаться от современных. Следовательно, Mg^{2+} , содержащийся первоначально в поровых водах карбонатных пород, был израсходован, скорее всего, именно на процесс вторичной доломитизации нижнекембрийских известняков.

Отдельные сравнительно крупные, хорошо ограненные кристаллы доломита, встречаемые в микро- и мелкозернистой массе известняков (см. рис. 1а, 5г), могли образоваться, по крайней мере, двумя способами. Во-первых, вследствие перекристаллизации магниального кальцита, который превратился в обычный (немгниальный) кальцит, а освободившийся в результате этого процесса Mg был израсходован на образование этих кристаллов явно вторичного доломита. Во-вторых, за счет Mg, содержащегося в поровой воде известняков, в соответствии с упомянутым выше принципом Лешателье. Идиоморфная огранка отдельных кристаллов доломита явно указывает на их более позднее образование, чем основная более мелкозернистая масса кальцита.

Как видно из вышеизложенного, пока нет полной ясности в понимании механизма образования доломитов. Скорее всего, они образуются различными способами, в разнообразных условиях и на различной глубине. Тем не менее попы-

таемся восстановить условия образования доломитов, встреченных в разрезах рассматриваемых скважин. Для этого сделаем еще одно очень важное, с нашей точки зрения, замечание.

Если первичные доломиты образуются сразу без переходных модификаций, то при формировании доломитов из протодоломитов или для возникновения вторичных доломитов, развивающихся по исходным известнякам, необходимо, чтобы протодоломиты или исходные известняки обладали проницаемостью. В противном случае процессы доломитизации не смогут протекать, т.к. для этого нужна подвижная водная среда, поставляющая катионы Mg^{2+} и удаляющая избыточные катионы Ca^{2+} . Процесс превращения протодоломита в доломит и замещение известняка доломитом происходит путем растворения исходной минеральной фазы и отложения (кристаллизации) из раствора новой фазы. В «сухой» или непроницаемой среде протекание этих процессов невозможно. В качестве примера, подтверждающего этот тезис, можно привести результаты изучения лунного грунта, полученные в Институте минералогии СО АН СССР (г. Новосибирск). Известно, что на Луне отсутствует вода, поэтому метастабильные в термодинамических условиях, существующих на лунной поверхности, полиморфные разновидности кварца — кристобалит и тридимит сохраняются в неизменном состоянии и не переходят в стабильную модификацию — кварц в лунных породах, имеющих абсолютный возраст более 3 млрд лет (!). Таким образом, полиморфные, а тем более псевдоморфные замещения одних минералов другими в твердом состоянии (при условии отсутствия водного раствора) в термодинамических условиях, существующих в осадочном чехле земной коры, практически невозможны. Поэтому еще раз констатируем — превращение протодоломитов в доломиты и тем более возникновение вторичных доломитов по исходным известнякам возможно лишь в проницаемых карбонатных породах, поровое пространство которых заполнено водным раствором.

Следовательно, процессы доломитизации происходят в карбонатных породах, изначально обладавших более высокой по сравнению с окружающими их осадками проницаемостью, а, кроме того, в результате роста их минеральной объема породы) возникла дополнительная пористость (около 10%) и увеличивалась проницаемость. Поэтому в результате вторичной доломитизации происходит еще более значительное улучшение фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород, и до того обладавших изначально наиболее высокими по сравнению с подстилающими и перекрывающими их породами коллекторскими свойствами. Таким образом, доломиты, обладающие высокими ФЕС, скорее всего, являются вторичными. Хотя, конечно, нельзя полностью исключить вероят-

ность того, что в участках земной коры, находящихся в зонах интенсивных сжимающих тектонических напряжений, даже вторичные доломиты могут в значительной степени потерять свои ФЕС вследствие уплотнения.

Первый из рассмотренных выше типов доломитов — мелкозернистый (сахаровидный), слабоизвестковистый, пористый, скорее всего (исходя из сказанного выше), является вторичным (см. рис. 2в, г). Поэтому точно определить его фаціальную принадлежность проблематично. Судя по наличию в образцах остатков каких-то морских организмов первоначально это был, вероятно, органогенно-обломочный известняк, который впоследствии был практически полностью замещен мелкокристаллическим доломитом.

Второй тип доломитов — микрозернистые, слабоизвестковистые, плотные (см. рис. 3а, б), вероятно, являются первичными или образовались через стадию протодоломитов, т.к. они обладают низкими ФЕС (прозрачные петрографические шлифы совершенно не прокрасились красной смолой). Вероятнее всего, они образовались в верхней части литорали (вследствие смешения морских и метеорных фреатических вод) или в надлиторальном соленом водном бассейне в виде хемогенного осадка (см. рис. 8).

Третий тип доломитов — глинисто-алевритистые, известковые (см. рис. 3в, г). Это, скорее всего, первичные доломиты, т.к. судя по отсутствию прокрашивания смолой петрографических шлифов обладают чрезвычайно низкими ФЕС и не могли образоваться позднее (после их отложения и последующего уплотнения). Присутствие в их составе терригенной примеси, представленной глинисто-алевритовым материалом, указывает на близость суши. Поэтому можно предположить, что этот тип доломитов, вероятно, образовывался в виде хемогенного осадка в соленом водном бассейне (озеро, пруд и т.п.) в надлиторальной зоне (см. рис. 8).

Ангидрит (а также гипс) в подавляющем большинстве случаев является аутигенным минералом, причем он достаточно устойчив в диагенезе и эпигенезе. Лишь в восстановительных условиях в случае присутствия в осадке сульфат-редуцирующих бактерий он становится неустойчивым, и в результате восстановления сульфат-иона до самородной и/или сульфидной серы за счет ангидрита (гипса) может образоваться пирит или марказит (при молчаливом предположении, что в морской или озерной воде присутствует двухвалентное железо). Поскольку рассматриваемые отложения, скорее всего, накапливались в окислительных или близких к нейтральным условиям, что объясняется, в частности, очень низким содержанием в нижнекембрийских толщах органического вещества (см. табл. 2), то процесс сульфат-редукции

в них не имел значительного распространения. Действительно, как показали наши исследования, пирит встречается достаточно редко и в весьма низких концентрациях (см. рис. 2д, е и 3г). Чрезвычайно низкая проницаемость и пористость ангидритовых пород также являются сдерживающими факторами его вторичного преобразования под действием пластовых флюидов.

Нами выше было выделено три типа ангидритов.

Первый тип — известковый, мелкозернистый. Этот тип ангидрита, скорее всего, накапливался в верхней части литорали и надлиторали (см. рис. 8). Присутствующие в нем тонкие слойки, состоящие из углефицированных водорослевых остатков, могут указывать на его образование в себхе с очень низким содержанием водорослевого материала. Напомним, что себха в известном смысле является аридным аналогом водорослевых матов, образующихся в тех же геоморфологических условиях морского побережья в условиях гумидного (субтропического) климата. Поэтому в отличие от последних характеризуется очень слабым развитием водорослевых колоний (матов) и тем более строматолитов.

Второй тип — известковый, слабодоломитистый, крупнозернистый (см. рис. 4а). Наличие в его составе крупных отдельных кристаллов доломита может свидетельствовать о его образовании в соленом бассейне в условиях надлиторали (см. рис. 8). Выше уже отмечалось, что кристаллизация из соленого раствора (рапы) ангидрита (гипса) приводит к увеличению величины Mg^{2+}/Ca^{2+} отношения, что способствует образованию первичного доломита вместо кальцита.

Третий тип — доломитовый, слабоизвестковистый (см. рис. 4б). Этот тип ангидрита, скорее всего, накапливался в условиях надлиторали в виде хемогенного осадка при его совместной кристаллизации с первичным доломитом и более редким кальцитом (см. рис. 8). Вероятно, это происходило в соленом водном бассейне, на дне которого присутствовала редкая водорослевая растительность.

Доломит, образовавшийся в условиях верхней части литорали и нижней части надлиторали (себха), часто имеет желваковидную текстуру. Примером такого желваковидного ангидрита может служить образец 1, отобранный из скважины 1 (см. табл. 1). В нем среди серой массы мелкозернистого кальцита с примесью ромбоэдрического доломита отмечаются многочисленные небольшие (в среднем примерно 5 x 30 мм) белые желваки ангидрита.

Галит, как и другие компоненты, слагающие рассматриваемые отложения, является аутигенным минералом. Его накопление возможно лишь в надлиторальной зоне, причем в значительных количествах лишь в солеродных бас-

сейнах (см. рис. 8). Небольшие прослойки могут возникать и за счет упаривания вод в небольших водоемах типа прудов и даже на небольших пониженных участках поверхности себх (в виде тонких корочек). Механизм образования этих корочек обусловлен действием капиллярных сил, под действием которых соленый поровый раствор, содержащийся в приповерхностной части порового пространства себх, по мере его испарения с их поверхности поднимается из более глубоких участков вверх под действием капиллярных сил, и так до тех пор, пока приповерхностная часть рассола не станет настолько концентрированной, что из него начнется кристаллизация галита в виде тонких корочек.

Интересно восстановить условия образования литологических типов пород, в которых отмечаются повышенные и очень высокие содержания галита, причем не в виде тривиальных прослоев, а в форме поро- и кавернозаполняющего материала, т.к. он превращает потенциально продуктивные породы в неколлекторы. Одним из таких примеров может служить образец 9, отобранный из скважины 202. Он представляет собой доломит известковый, галитистый (см. табл. 1, рис. 4д). Характерной особенностью этого образца является его тонкослоистое строение, обусловленное чередованием прослоев, состоящих из мелкозернистого доломита с кальцитом и галита. Толщина отдельных слойков, сложенных доломитом с примесью кальцита, составляет в среднем 0.2—0.5 мм. Очевидно, что образование этого доломита происходило в надлиторальной зоне путем хемогенного осаждения в солеродном бассейне, причем это был бассейн с очень высокой концентрацией солей, в котором гипс (ангидрит) уже выделился в осадок на его периферии. Тонкое переслаивание мелкозернистого доломита с примесью кальцита и галита, скорее всего, свидетельствует о периодическом (вероятно, сезонном) характере хемогенного осадконакопления, связанном, например, с поступлением метеорных вод в зимнее и весеннее время и с практически полным его отсутствием в летнее и осеннее время года. Как мы видели выше, смешение пресных (метеорных) вод и концентрированной рапы (например, в зимнее и весеннее время года) приводит к преимущественной кристаллизации хемогенного доломита с примесью кальцита. Затем идет этап упаривания и концентрирования раствора в бассейне (скорее всего, в летнее и осеннее время года) и наблюдается кристаллизация тонкого слоя галита. И так год за годом. Необходимо отметить, что галит занимает также и поровое пространство между микроскопическими кристаллами доломита и кальцита. Нельзя, конечно, полностью исключить также возможность поступления карбонатного материала (прежде всего кальцита) и в виде тонкой терригенной примеси, приносимой в бас-

сейн пылевыми бурями и ветрами, если окружающая бассейн суша была сложена известняками.

Объяснить присутствие галита в поровом и микрокаверновом пространстве сферолитовых (оолитовых) и комковато-сгустковых (обломочных) известняков гораздо сложнее, т.к. галит в принципе не может накапливаться в фациальных условиях, в которых образовались эти типы известняков. Действительно, первые отлагаются в сублиторальном бассейне или даже на кромке шельфа, а второй образуется лишь в надлиторальных условиях (см. рис. 8).

Появление галита в поровом пространстве этих типов известняков можно объяснить лишь тектонической перестройкой Берябинской площади, приведшей к регрессии морского палеобассейна и возникновению солеродного бассейна на поверхности уже достаточно прочных (литифицировавшихся) известняков обсуждаемых типов. Поскольку рассматриваемые известняки первоначально имели высокие ФЕС, то пересыщенный соленый раствор (рапа) легко проникал в их поровое пространство, вытесняя насыщавшую их до этого момента морскую воду, и из него постепенно кристаллизовался галит, заполняя поры и микрокаверны, что, в свою очередь, вызывало превращение первоначально высокопроницаемых и высокеемких известняков в практически непроницаемые породы с чрезвычайно низкой пористостью.

Характерным отличием карбонатных пород от обычных терригенных является их быстрая литификация. Она начинается уже в раннем диагенезе, причем ее механизм отличается в различных фациальных обстановках [3, 7, 8, 11–15]. Рассмотрим их более подробно.

В обстановке надлиторали можно выделить две основные зоны раннего диагенеза, принципиально отличающиеся механизмами литификации — вадозную и фреатическую [13] (см. рис. 8). Самая верхняя (вадозная) зона надлиторали заполнена воздухом и метеорными пресными осадками, насыщенными поверхностной углекислотой. Метеорные воды взаимодействуют с карбонатным материалом в этой зоне в соответствии с известной реакцией, описываемой следующим уравнением:



что приводит к частичному растворению кальцита, входящего в состав известняков и, соответственно, возникновению некоторой дополнительной пористости в них (см. рис. 8). Поровый раствор постепенно насыщается бикарбонатом, кроме того, происходит постепенное ее испарение и рост концентрации в ней солей, что ведет к выделению избытка углекислоты, сопровождаемому кристаллизацией вторичного хемогенного кальцита в форме пленочного и контактного цемента из менисковой пленки воды на контактах соседних

зерен (см. рис. 8). Начинается раннедиагенетическая цементация карбонатного осадка. На этой стадии его преобразования значительная часть имевшейся первичной пористости сохраняется.

Метеорная фреатическая обстановка в надлиторальной части может быть разделена на две зоны: застойную и активную [13]. В застойной зоне движение поровых вод практически отсутствует. В этой зоне воды насыщены карбонатом кальция. Отмечается незначительная цементация зерен, причем Mg-кальцит и арагонит сохраняются в неизменном состоянии. В активной зоне наблюдается циркуляция поровых вод. Отмечается растворение арагонита, который постепенно замещается кальцитом, поскольку он является более устойчивым в этих условиях. Наблюдается довольно быстрая цементация порового пространства вторичным кальцитом. Этот кальцит резко отличается своими более крупными размерами и прозрачностью от мелко- или микрозернистого кальцита, слагающего цементируемые им зерна, которые имеют более темный (серый, часто с буроватым оттенком) цвет (см. рис. 1в). Первичная пористость, существовавшая в известняках, в этих условиях значительно уменьшается. По мере уменьшения пористости и проницаемости известкового осадка процессы раннедиагенетической цементации затухают вплоть до их полного прекращения. На этом этапе также в основном завершается литификация карбонатного осадка и его превращение в известняк.

Морская фреатическая обстановка, существующая в осадках в сублиторальной и литоральной частях морского побережья, также может быть разделена на две зоны: застойную и активную [13]. В застойной зоне циркуляция поровых вод очень слабая, они практически насыщены карбонатом кальция, поэтому наблюдается локальное слабое выщелачивание и цементация известкового материала (по сути, происходит его переотложение). Заметного изменения ФЕС осадков не наблюдается, хотя и происходит их литификация. В активной зоне отмечается интенсивная циркуляция поровых вод. Выщелачивание отсутствует, т.к. воды насыщены карбонатом кальция, напротив, наблюдается отложение цемента, причем в виде характерного «изопахитового» типа (см. рис. 8). Наблюдается активная цементация (литификация) осадка и превращение в известняк, однако значительная часть первичной межзерновой емкости все же сохраняется [13].

Характеризуя раннедиагенетическую стадию преобразования карбонатного осадка, можно заключить, что на этой стадии он претерпевает наиболее значительные изменения (включая формирование структуры его порового пространства) и превращается в известняк. В дальнейшем зна-

чительные изменения структуры его порового пространства и ФЕС могут происходить лишь при достижении ими достаточно больших глубин, на которых действуют соответствующие значительные литостатические нагрузки или мощные тектонические силы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные литолого-минералогические и пиролитические исследования нижнекембрийских отложений Берямбинской площади позволили выделить основные литологические типы пород, входящих в их состав, оценить стадию их катагенеза, нефтегенерационные свойства, а также восстановить основные фациальные обстановки, в которых они накапливались. Выполненные литолого-пиролитические исследования и проведенные на их основе палеофациальные реконструкции представляют собой исходную основополагающую информацию, необходимую для осуществления обоснованного прогноза потенциальной продуктивности рассматриваемых отложений, как возможных вместилиц углеводородных залежей.

Проведенный палеофациальный анализ позволил установить, что основная масса пород, слагающих разрезы, вскрытые тремя скважинами, накапливалась в литоральной и надлиторальной областях, в которых отлагаются мелко- и микрозернистые карбонатные породы и эвапориты, не представляющие интереса как породы-коллекторы, имеющие достаточно высокую первичную пористость. Литологические типы пород,

которые могли бы представлять практический интерес как коллекторы углеводородов, представленные обломочно-сферолитовыми (оолитовыми), комковато-сгустковыми известняками, отлагавшимися в сублиторальной обстановке с более высокой гидродинамической активностью вод, оказались подвержены интенсивной раннедиагенетической цементации вторичным среднезернистым кальцитом. Либо их поровое и микрокаверновое пространство оказалось практически полностью заполненным галитом. Поэтому и эти разновидности известняков оказались бесперспективными как возможные породы-коллекторы.

Единственными литологическими разновидностями пород, представляющими известный интерес как коллекторы, способные содержать в себе углеводородные залежи, являются вторичные доломиты, встреченные в разрезах, вскрытых скважинами 1 и 202. Однако они встречаются редко и имеют небольшую мощность. Исходя из сказанного, можно заключить, что рассматриваемые нижнекембрийские отложения могут представлять интерес лишь в том случае, если в них формировались вторичные коллекторы, скорее всего, трещинного или трещинно-кавернового типов. Поэтому при прогнозе и поисках углеводородных залежей в этих отложениях на первое место выдвигаются методы прогноза именно вторичных трещинно-каверновых типов коллекторов, основанных как на сейсмоакустических методах [6], так и на способах комплексирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования [4, 17].

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. В 2 т. Т. 1: Карбонатные породы / Сост. Е. В. Дмитриева, Г. И. Ершова, В. Л. Либорович и др. М.: Недра, 1969. 350 с.
2. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. В 2 т. Т. 2: Карбонатные породы / Сост. Е. В. Дмитриева, Г. И. Ершова, В. Л. Либорович и др. М.: Недра, 1969. 351–669 с.
3. Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 254 с.
4. Зубков М. Ю., Бондаренко П. М. Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Геология нефти и газа. 1999. № 11–12. С. 31–40.
5. Зубков М. Ю., Маринин В. И., Облеков Г. И. Степень катагенеза, а также соотношение нефтегенерационных и емкостных свойств юрских и неокемских отложений Медвежьего и Уренгойского месторождений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2005. № 8. С. 18–33.
6. Сейсмоакустика пористых и трещиноватых геологических сред. В 3 т. Т. 3: Кузнецов О. Л., Чиркин И. А., Курьянов Ю. А. и др. Новые технологии и решение прикладных задач. М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2007. 434 с.
7. Лидер М. Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.
8. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1967. 416 с.
9. Лопатин Н. В., Емец Т. П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 144 с.
10. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии / Под ред. А. Э. Конторовича: Сост. В. Н. Меленевский. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. 48 с.
11. Методы изучения осадочных пород / Ред. кол. Н. М. Страхов, Г. И. Бушинский, Л. В. Пустовалов и др. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 2. 564 с.
12. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.
13. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 2. 384 с.
14. Казанский Ю. П., Бетехтина О. А., Ван А. В. и др. Осадочные породы (состав, текстуры, типы разрезов). Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.
15. Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.
16. Шванов В. Н., Фролов В. Т., Сергеева Э. И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
17. Зубков М. Ю. Способ прогнозирования зон развития вторичных коллекторов в фундаменте. Патент на изобретение № 2085975. Приоритет от 12. 07. 1994.
18. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 502 с.