

ISSN 0016-7894 (print)
ISSN 2587-8263 (online)



ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

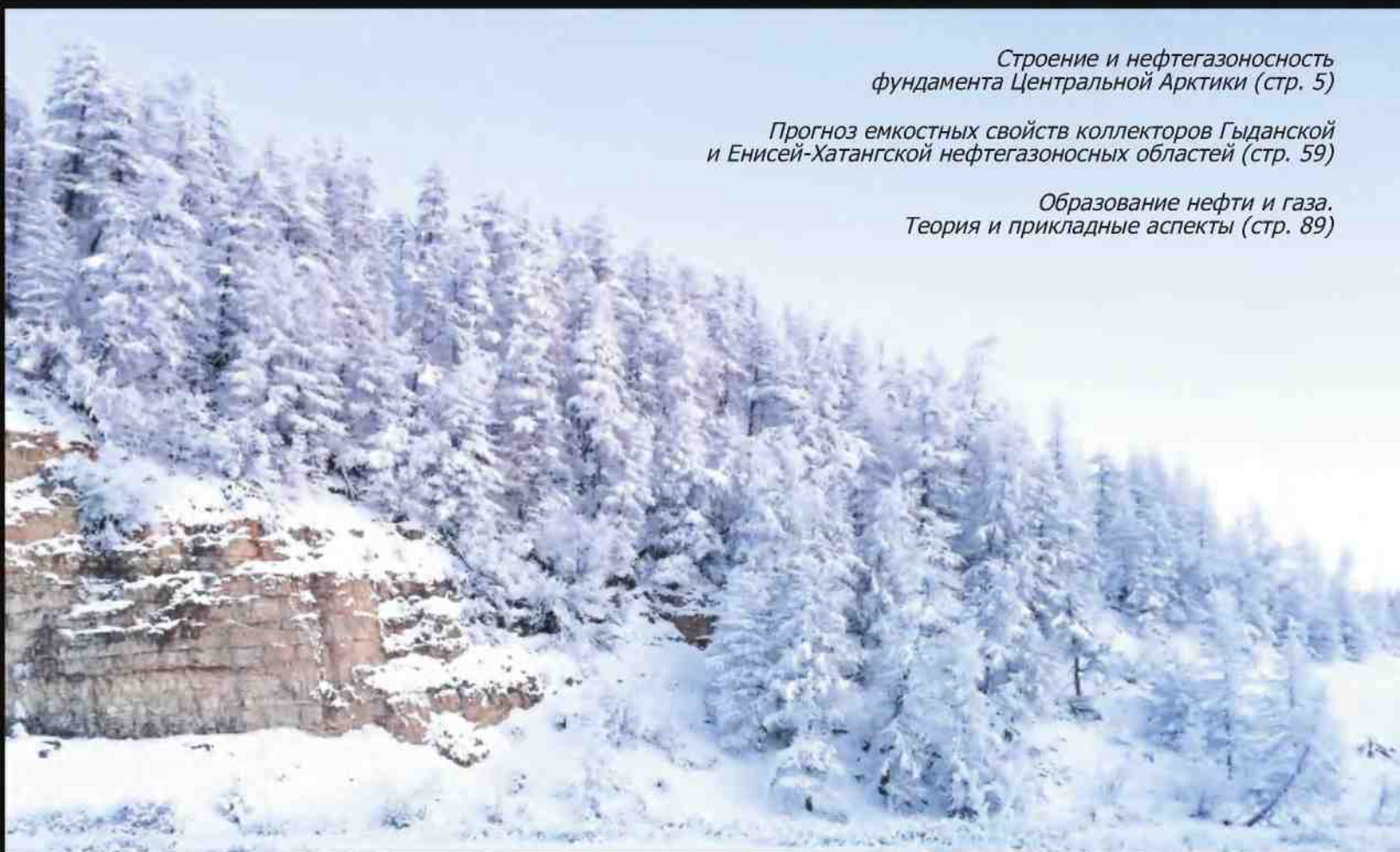
ИЗДАЕТСЯ С 1957 ГОДА

6, 2017

*Строение и нефтегазоносность
фундамента Центральной Арктики (стр. 5)*

*Прогноз емкостных свойств коллекторов Гыданской
и Енисей-Хатангской нефтегазоносных областей (стр. 59)*

*Образование нефти и газа.
Теория и прикладные аспекты (стр. 89)*



SCIENTIFIC-TECHNICAL JOURNAL «OIL AND GAS GEOLOGY»

УДК 553.9: 550.8.014

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ЗНАЧЕНИЕ $\delta^{13}\text{C}$ В ТРЕЩИНОВАТЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ БАЖЕНО-АБАЛАКСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2017 г. | М.Ю. Зубков

ООО «ЗапСибГЦ», Тюмень, Россия; sibgc@yandex.ru

MINERAL COMPOSITION AND THE $\delta^{13}\text{C}$ VALUE IN FRACTURED CARBONATE ROCKS OF THE BAZHENOV-ABALAKSKAYA SEQUENCE OF WEST SIBERIA

© 2017 | M.Yu. Zubkov

ООО "ZapSibGTs", Tyumen, Russia; sibgc@yandex.ru

Поступила 12.07.2016 г.

Принята к печати 09.10.2017 г.

Ключевые слова: *стабильные изотопы углерода; верхнеюрские отложения; карбонатные породы; баженовская свита; септариевые конкреции; трещины синерезиса; тектоногидротермальные процессы; углеводородные залежи.*

Приведены представления о механизмах образования трещиноватых карбонатных пород в составе баженовской и абалакской свит Западной Сибири. Рассмотрены результаты определения изотопного состава битумоидов баженовской свиты, карбонатных раковин двустворок и белемнитов, а также минерального и изотопного составов трещиноватых карбонатных пород. На основе полученных результатов доказано, что карбонатные породы, содержащие трещины, заполненные несколькими генерациями карбонатов, имеют не диагенетическое (трещины синерезиса), а эпигенетическое (тектоногидротермальное) происхождение. Карбонатные отложения бажено-абалакского комплекса образовались в значительной степени за счет «биогенной» углекислоты, возникшей в результате микробиального разложения органического вещества, которая, взаимодействуя с иловой морской водой, превращалась в карбонат-ион в составе этих карбонатов. Обоснована методика оценки перспектив нефтеносности карбонатных отложений на основе комплексных литолого-геохимических данных с использованием результатов изотопного анализа углерода.

Received 12.07.2016

Accepted for publishing 09.10.2017

Key words: *stable carbon isotopes; Upper Jurassic deposits; carbonate rocks; Bazhenov suite; septarian concretions; syneresis cracks; tectonic-hydrothermal processes; hydrocarbon accumulations.*

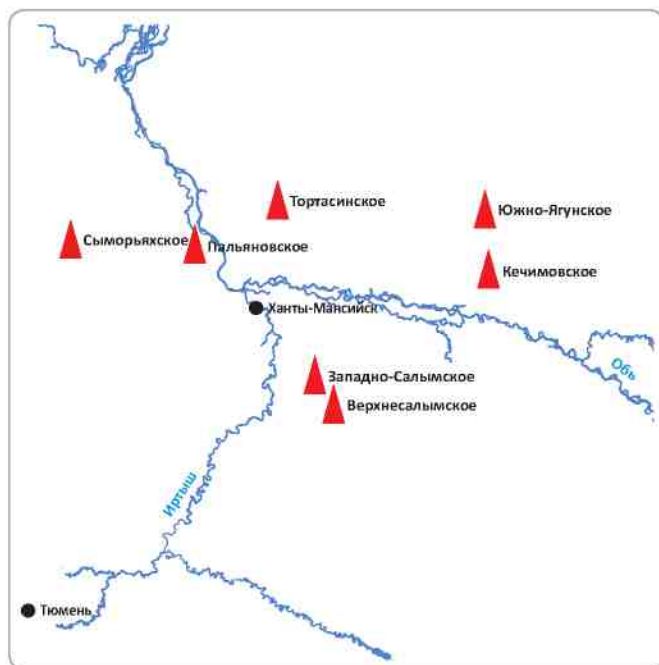
Some concepts on the mechanisms of formation of fractured carbonate rocks forming part of the Bazhenov and Abalaksaya suites in West Siberia are considered. Isotope compositions of the Bazhenov suite bitumen, carbonate bivalve shells and belemnite rostra were determined, as well as mineral and isotope compositions of fractured carbonate rocks. The obtained results have shown that the carbonate rocks with fractures filled with carbonates of several generations have epigenetic (tectonic-hydrothermal), not diagenetic (syneresis cracks) origin. Carbonate deposits forming part of the Bazhenov-Abalaksaya sequence were formed largely at the expense of biogenic carbon dioxide produced by microbial decomposition of organic matter. The carbon dioxide then interacted with sea silt water and was transformed into the carbonate-ion which entered into the composition of these carbonate compounds. The proportion of biogenic light carbon in the carbonate rocks is shown to regularly increase from the periphery of the West Siberian sedimentary basin to its central part. The anomalous enrichment of the of Upper Jurassic marine organisms shells (bivalves and belemnites) with the heavy isotope of carbon owing to fractionation or conservation of its light isotope in the organic matter accumulating in the anoxic silt environments of an epicontinental marine basin, such as the Bazhenov paleo-sea, and in the coeval carbonate sediments also enriched in the "light" isotope of biogenic carbon. The deficiency of the light carbon isotope in the initial lipid part of marine organisms, as compared to its abundance in the bitumen present in the Bazhenov-Abalaksaya sequence, permits to assume that, in addition to the initial organic matter, hydrothermal fluids containing methane have participated in their origin (methane is known to have the lightest isotopic composition of carbon). The methodology for evaluation of oil prospects in carbonate deposits based on all the litho-geochemical data using the carbon isotope analysis is substantiated.

В последнее время появляется все больше доказательств того, что основными продуктивными объектами в верхнеюрских отложениях Западной Сибири, в состав которых входят баженовская и аба-

лакская свиты и их литостратиграфические аналоги, являются маломощные (до 2,0–2,5 м) трещиноватые и кавернозные карбонатные пласты, которые, наряду с кремнистыми отложениями (силицитами,

Рис. 1. Схема расположения месторождений из бажено-абалакского комплекса которых были получены образцы карбонатов для литологического и изотопного анализов

Fig. 1. Schematic map of fields location where carbonates of the Bazhenov-Abalaksкая sequence have been sampled for lithology and isotope analyzes



радиоляритами), относятся автором к потенциально продуктивным породам (ППП) [5]. Кроме трещин, в них часто присутствуют каверны, частично или полностью заполненные более поздними генерациями карбонатных минералов от темно-коричневого до практически белого цвета. Относительно механизма образования этих карбонатных пород и присутствующих в них трещин в настоящее время нет единого мнения. Одни исследователи считают, что эти карбонатные тела представляют собой септариевые конкреции, а присутствующие в них трещины возникли вследствие их обезвоживания в результате диагенеза (трещины синерезиса) [1, 6]. Другие утверждают, что из отдельных конкреций диаметром 2,0–2,5 м невозможно получить высокодебитные притоки нефти (до 150–200 т/сут и более). Для этого необходимы не конкреции, а протяженные по площади непрерывные карбонатные тела с развитой в них трещинно-кавернозной емкостью, возникшей вследствие тектонического дробления карбонатных пластов и последующего воздействия на них гидротермальных флюидов по сформировавшейся системе трещин [5].

В данной статье предпринята попытка понять механизм формирования верхнеюрских карбонатных пород и присутствующих в них трещин. Для этого использованы результаты определения как их минерального состава, так и состава стабильных изотопов углерода. Кроме того, в качестве реперных

образцов для определения максимального интервала изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ в рассматриваемых отложениях использованы битумоиды, экстрагированные из отложений баженовской свиты, и обломки раковин морских организмов карбонатного состава из этих же отложений (рис. 1).

Методы исследований

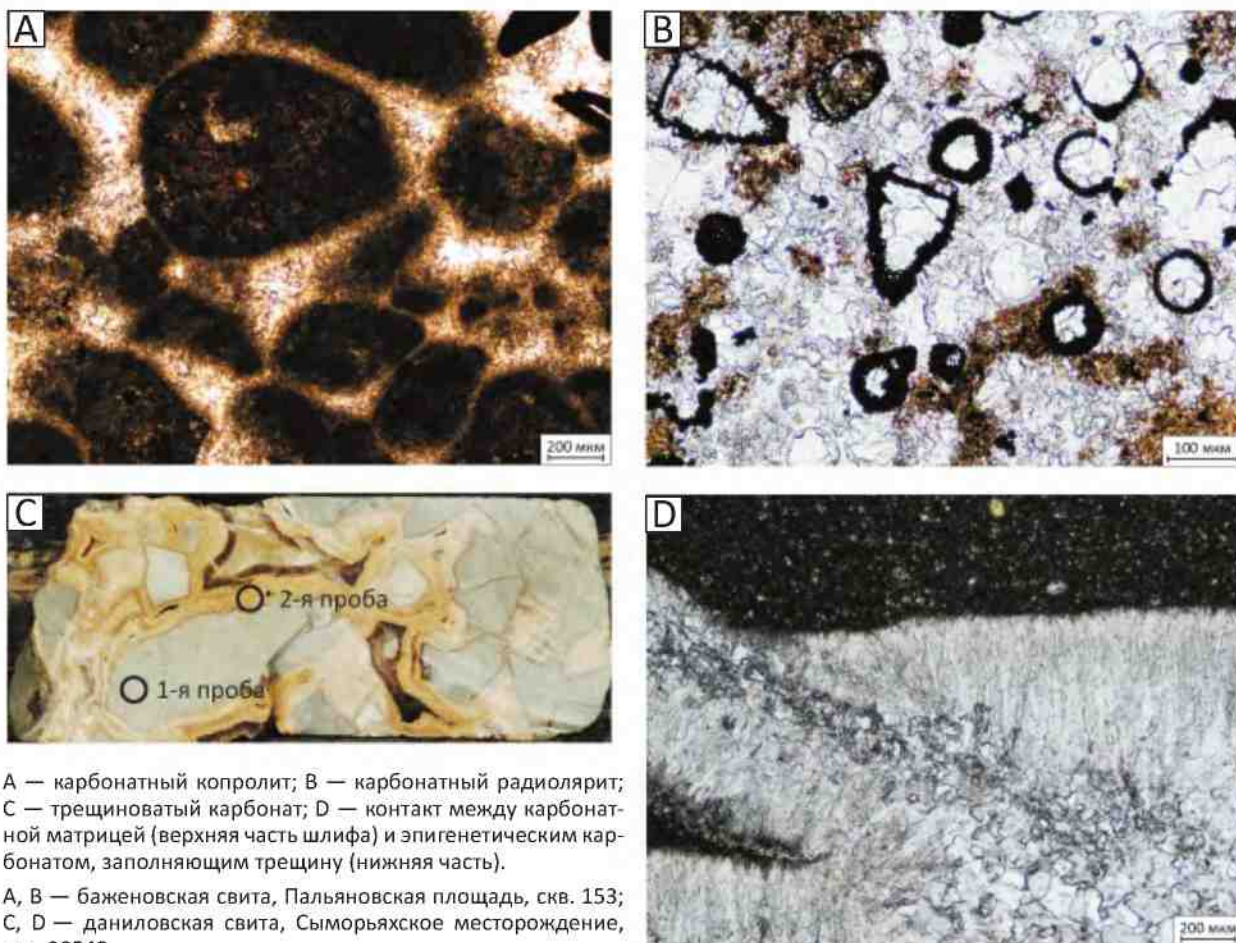
Минеральный состав образцов исследовался в прозрачных петрографических шлифах с использованием поляризационного микроскопа (Nikon Eclipse LV 100 POL) и рентгеноструктурного анализа (ДРОН-3М). Изотопный состав углерода в карбонатных образцах изучался с помощью масс-спектрометра MAT-253 (FINNIGAN) в сочетании с линией пробоподготовки ConFloIII + Flash EA (Thermo). При анализе учитывалась сложность фазового и вещественного составов карбонатных образцов. При этом сверлом выбуривались локальные участки диаметром 0,8 мм. Кроме того, применялось дифференцированное растворение: выделение CO_2 из кальцитовой составляющей проводилось за счет разложения в обезвоженной ортофосфорной кислоте при температуре 70 °C в течение максимум 1 ч, а для доломитовой составляющей — 24 ч. Для определения изотопного состава углерода органической составляющей использовалась стандартная процедура сжигания при 900 °C в присутствии CuO . Каждый образец испытывался не менее 5 раз для оптимизации условий анализа данного образца и набора статистических данных. В качестве эталонных образцов использовались стандарты NBS-22 нефти и NBS-19 известняка. Все данные приведены в промилях относительно международного стандарта PDB. Точность определения изотопного состава углерода составляет 0,1 ‰.

Результаты исследований

Изотопный состав углерода изучен в следующих образцах верхнеюрских отложений: обломках раковинок двустворок и белемнитов; замещенных карбонатным материалом копролитах и радиоляритах, отобранных в пределах Пальяновской площади (рис. 2 А, В; табл. 1); шести спиртобензольных экстрактах битумоидов, выделенных из образцов баженовской свиты, вскрытой в пределах Верхне-Салымского месторождения (табл. 2); трещиноватых карбонатах из скважин Сыморьяхского, Западно-Салымского, Тортасинского, Кечимовского и Южно-Ягунского месторождений, которые относятся к классу ППП (табл. 3).

Раковинки двустворок и роств белемнитов изучались для получения данных об изотопном составе углерода в морских известняках позднеюрского возраста, не имеющих в составе углерода биогенного происхождения. Экстракты битумоидов, напротив, считаются продуктом термодеструкции рассеянного

Рис. 2. Фотографии прозрачных петрографических шлифов без анализатора (A, B, D) и полноразмерного образца керна (C)
 Fig. 2. Photos of transparent petrographic thin sections without analyzer (A, B, D) and a full-size core sample (C)



A — карбонатный копролит; B — карбонатный радиолярит; C — трещиноватый карбонат; D — контакт между карбонатной матрицей (верхняя часть шлифа) и эпигенетическим карбонатом, заполняющим трещину (нижняя часть).

A, B — баженовская свита, Пальяновская площадь, скв. 153; C, D — даниловская свита, Сыморьяхское месторождение, скв. 20548

A — carbonate coprolite; B — carbonate radiolarite; C — fractured carbonate; D — the contact between the carbonate matrix (upper part of the thin section) and the epigenetic carbonate filling the crack (lower part).

A, B — Bazhenov suite, Palyanovskaya area, Well 153; C, D — Danilovskaya suite, Syromoriakhskoe field, Well 20548

Таблица 1. Изотопный состав углерода в карбонатных образцах из верхнеюрских отложений Пальяновской площади

Table 1. Isotope composition of Carbon in carbonate samples from the Upper Jurassic deposits of the Palyanovskaya area

Номер образца	Глубина отбора, м	Образец	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
1	2663,2	Карбонатный копролит	-19,3
2	2666,5	Карбонатный радиолярит	-24,0
3	2667,8	Раковина двустворки	1,2
4	2669,1	То же	1,3
5	2669,2	"	2,3
6	2672,7	"	1,6
7	2673,1	"	1,6
8	2685,0	Ростр белемнита	1,9

Таблица 2. Изотопный состав углерода в составе битумоидов, извлеченных из отложений баженовской свиты Верхнесалымского месторождения

Table 2. Isotope composition of Carbon in the bitumoids extracted from deposits of the Bazhenov suite in the Verkhne-Salym field

Номер образца	Глубина отбора, м	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
1	2961,0	-30,2
2	2963,0	-30,2
3	2966,0	-30,5
4	2970,0	-30,6
5	2975,0	-30,3
6	2987,0	-30,5

HC HARD-TO-RECOVER RESERVES AND UNCONVENTIONAL SOURCES

Таблица 3. Минеральный и изотопный составы карбонатов, слагающих матрицу и присутствующие в ней трещины
Table 3. Mineral and isotope compositions of carbonates forming the rock matrix and the fractures in the rock

Месторождение	Номер скв.	Номер обр.	Глубина отбора, м	Описание объекта	Хлорит, %	Глауконит		Кварц, %	Альбит, %	Кальцит, %	Доломит, %	Сидерит (анкерит), %	Пирит, %	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
						Гидро-слюда, %	ССО, %							
Южно-Ягунское	296П	—	2868,3	Белый (поздний)	0	0	0	0	0	100,0	0	0	<1	-12,7
				Бурый (ранний)	0	0	0	0	0	95,0	5,0	0	<1	-14,5
				Матрица	0	1,6	0	15,6	2,2	79,0	0	0	1,6	-17,1
Западно-Салымское	592	3	2905,4	Светло-коричневый (ранний)	0	0	0	1,4	0	88,0	9,0	1,6	<1	-13,8
				Бурый (поздний)	0	0	0	0	0	100,0	0	0	<1	-14,3
				Матрица	0	2,0	1,5	27,0	0	22,0	44,0	1,3	2,2	-13,9
		6	2906,1	Бурый (поздний)	0	0	0	0	0	92,0	8,0	0	<1	-17,8
				Бурый (поздний)	0	0	0	0	0	96,0	4,0	0	<1	-17,1
		8	2907,1	Матрица	0	2,0	1,0	8,0	2,0	72,0	15,0	0	<1	-16,9
Сыморьяхское	10548			—	2087,9	Светло-коричневый	0	0	0	0	0	30,0	70,0	0
		Матрица	0			2	1	10,0	0	57,0	30,0	0	<1	-5,4
Тортасинское	4Р	—	2772,2	Белый (поздний)	0	0	0	0	0	98,0	0	0	<1	-15,5
				Бурый (ранний)	0	0	0	0	0	96,0	4,0	0	<1	-22,1
				Матрица	1,4	1,4	0,7	12,5	0	75,0	6,0	0	3,0	-21,6
Кечимовское	4503	—	3111,1	Бурый (ранний)	0	0	0	0	0	97,0	3,0	0	<1	-13,8
				Коричневый (поздний)	0	0	0	1	0	93,0	6,0	0	<1	-8,6
				Матрица	0	2,0	1,0	4,0	1,0	92,0	0	0	<1	-19,3

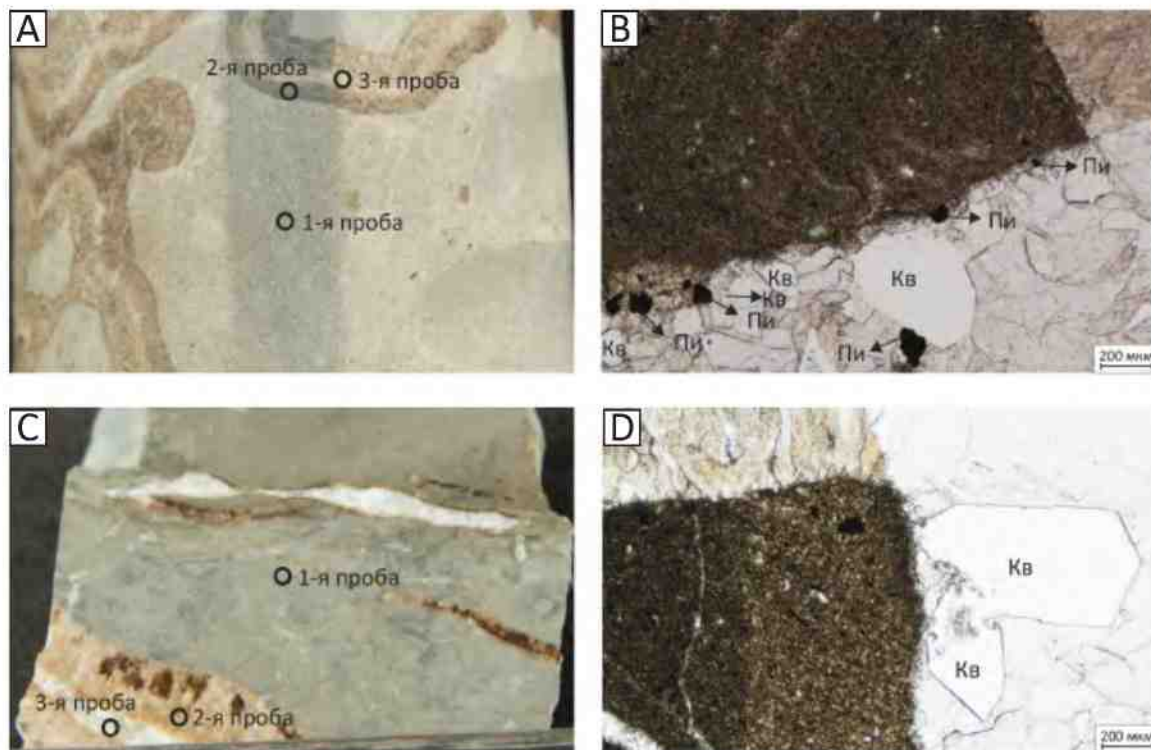
в верхнеюрских отложениях ОВ, за счет катагенетического преобразования которого они и образовались. Таким образом, были получены два эталона с крайними значениями $\delta^{13}\text{C}$ в верхнеюрских отложениях, а именно: в морских карбонатах (максимально обогащенных тяжелым изотопом углерода), значение $\delta^{13}\text{C}$ в которых изменяется от 1,2 до 2,3 ‰ при среднем значении 1,65 ‰, и в битумоидах, характеризующихся минимальной концентрацией тяжелого изотопа с вариациями значений $\delta^{13}\text{C}$ от -30,6 до -30,2 ‰ при среднем значении -30,4 ‰ (см. табл. 1, 2).

Рассмотрим изотопный состав углерода карбонатных образцов и эпигенетических карбонатных минералов различных генераций, заполняющих присутствующие в них трещины, отобранных из верхнеюрских отложений в пределах других месторождений, а также их минеральный состав. Различные генерации трещин и заполняющих их карбонатных минералов выделялись по взаимному расположению, составу и цвету.

В карбонатном образце из верхнеюрских отложений, вскрытых скв. 10548 *Сыморьяхского* месторождения, отмечаются многочисленные трещины, разбивающие его на большое число обломков, часто имеющих остроугольную форму (см. рис. 2 С). Для изучения изотопного состава этого образца были отобраны две пробы: одна из исходного карбонатного образца, который для краткости будем называть карбонатной матрицей, или просто матрицей, и вторая — из трещины, заполненной эпигенетическим карбонатом (см. рис. 2 С).

Матрица представлена двумя типами карбонатных зерен, отличающихся размерами. Первые относятся к микрозернистому, а вторые — мелкозернистому типам (см. рис. 2 D). Поскольку известен лишь валовой состав карбонатной матрицы, то можно только с некоторой долей вероятности предположить, что основная (микрозернистая) карбонатная масса имеет кальцитовый состав, а среднезернистая — доломитовый, причем первой почти в два раза больше,

Рис. 3. Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (А, С) из бажено-абалакского комплекса (верхнеюрские отложения) и их прозрачных петрографических шлифов, снятых без анализатора (В, D)
Fig. 3. Photos of fractured carbonate samples (A, C) from the Bazhenov-Abalaskiy sequence (Upper Jurassic deposits), and their transparent petrographic thin sections taken without analyzer (B, D)



Месторождения: А, В — Кечимовское (скв. 4503); С, D — Южно-Ягунское (скв. 209 П); Кв — кварц; Пи — пирит
Fields: A, B — Kechimovskoe (Well 4503); C, D — South Yagunskoe (Well 209 P); Kв — quartz; Пи — pyrite

чем второй (см. табл. 3). Кроме кальцита и доломита, в составе рассматриваемой матрицы присутствуют обломки кварца мелкоалевритовой размерности, единичные зерна фрамбоидального пирита, редкий углефицированный детрит и мелкие зерна глауконита, который, по данным рентгено-структурного анализа, на дифрактограммах диагностируется как гидрослюда и смешанослойные образования (ССО) (см. рис. 2 D; см. табл. 3).

Исследование в петрографических шлифах эпигенетических трещин, разбивающих карбонатную матрицу, показало, что они заполнены несколькими разновидностями карбонатов, которые по направлению от границы с матрицей к центральной части трещин изменяются следующим образом. Непосредственно на поверхности матрицы отмечается тонкая «закалочная» карбонатная фаза, сформировавшаяся, вероятно, вследствие быстрого охлаждения гидротермального раствора, проникшего в образовавшуюся трещину (см. рис. 2 D). Следом за ней следует шестоватый, иногда переходящий в «перьевидный» карбонат, который в центральной части трещины сменяется среднезернистым карбонатом (см. рис. 2 D).

В заключительную фазу заполнения трещин между кристаллами третьей (зернистой) карбонатной разновидности отлагался мелкокристаллический кварц.

Следует обратить внимание на то, что, в отличие от матрицы, в составе карбонатов, заполняющих трещины, преобладает не кальцит, а доломит (см. табл. 3). Состав карбонатных минералов, слагающих матрицу, и присутствующих в ней трещин существенно различен. Это может свидетельствовать о том, что они (матрица и трещины в ней) образовались в разное время и за счет различных источников. Действительно, сопоставление изотопного состава углерода, присутствующего в составе матрицы и трещин, выявило заметные отличия: в первом случае $\delta^{13}\text{C} = -5,4\text{‰}$, а во втором $\delta^{13}\text{C} = -6,5\text{‰}$ (см. табл. 3).

Из образца верхнеюрских отложений, вскрытых скв. 4503 Кечимовского месторождения, на изотопный анализ были отобраны три пробы: одна — из карбонатной матрицы (1-я проба) и две (2-я и 3-я пробы) — из присутствующих в ней трещин. При этом 2-я проба была взята из внешней (темно-коричневой) части трещины, а 3-я проба — из центральной (светло-коричневой) (рис. 3 А).

Матрица рассматриваемого образца, занимающая левую верхнюю часть шлифа, состоит из микрозернистого кальцита с небольшим содержанием мелких зерен глауконита, разделенных мелким углефицированным детритом, в том числе с обрывками морских водорослей, а также мелкоалевритовой терригенной примеси, представленной преимущественно обломками кварца и кислого плагиоклаза (см. рис. 3 В; см. табл. 3).

Карбонаты, присутствующие в трещинах, отличаются не только цветом, но и микроструктурой и размерами зерен. Кальцит, имеющий более темный (бурый) цвет (2-я проба), заполняет внешнюю часть трещин и непосредственно контактирует с матрицей (см. рис. 3 В). На границе с матрицей отмечается тонкая «корочка» закалочной фазы, представленной мелкозернистым кальцитом, который сменяется шестоватым «перьевидным» бурым кальцитом светло-коричневого цвета (см. рис. 3 В). Более поздняя карбонатная фаза светло-коричневого цвета (3-я проба) заполнена крупнокристаллическим кальцитом, в котором отмечаются четко ограненные кристаллы кварца и мелкокристаллические агрегаты пирита кубического габитуса, что свидетельствует об их эпигенетическом (гидротермальном) происхождении (см. рис. 3 В). Действительно, микроагрегаты пирита, встречающиеся в карбонатной матрице, представлены аутигенным фрамбоидальным пиритом, в отличие от заполняющего трещины [5].

Обе разновидности кальцита, присутствующие в трещинах, отличаются друг от друга и от матрицы минеральным составом. Так, если в матрице доломит полностью отсутствует, то в слагающем внешние части трещины карбонате бурого цвета (ранняя генерация, 2-я проба) его содержание составляет 3 %, а в светло-коричневом, отобранном из центральной части трещины (поздняя генерация, 3-я проба), концентрация доломита увеличивается до 6 % (см. табл. 3). Матрица рассматриваемого образца выделяется более легким изотопным составом углерода по сравнению с таковым кальцита, заполняющего трещины (см. табл. 3).

Концентрация легкого изотопа ^{12}C в составе кальцита из трещин первой и второй генераций заметно ниже (см. табл. 3). В кальците внешней части трещин темно-бурого цвета (ранняя генерация, 2-я проба) значение $\delta^{13}\text{C}$ равно $-13,8\text{‰}$, а светло-коричневый кальцит (поздняя генерация, 3-я проба) с максимальной примесью доломита, присутствующий обычно в центральной части трещин, характеризуется значением $\delta^{13}\text{C}$, составляющим всего $-8,6\text{‰}$ (см. табл. 3).

В карбонатном образце верхнеюрских отложений, вскрытых скв. 296П Южно-Ягунского месторождения, четко выделяются две генерации карбонатов, заполняющих его трещины. Первая (более

ранняя, 2-я проба), имеющая светло-коричневый цвет, слагает внешнюю часть трещин и непосредственно соприкасается с карбонатной матрицей (см. рис. 3 С). Вторая (более поздняя, 3-я проба) — белого цвета, занимает центральные части трещин, присутствующих в образце, либо пересекает их и саму матрицу (см. рис. 3 С).

По данным исследований рассматриваемого образца в петрографических шлифах, матрица (1-я проба), фрагмент которой расположен в нижней левой части шлифа, сложена микрозернистым кальцитом с редкими мелкими зернами глауконита, обломками терригенной примеси кварц-полевошпатового состава мелкоалевритовой размерности, редкими зернами фрамбоидального пирита и единичными обломками углефицированного детрита (см. рис. 3 Д).

Карбонат из трещин первой генерации светло-коричневого цвета (2-я проба) представлен преимущественно кальцитом с небольшой примесью доломита (см. табл. 3). В шлифах его зерна (левая верхняя часть шлифа) обладают «перьевидной» микротекстурой (см. рис. 3 Д). На границе с матрицей выделяется тонкая микрокристаллическая «закалочная» фаза, образовавшаяся, скорее всего, при резком охлаждении пересыщенного карбонатами гидротермального раствора на контакте с «холодной» поверхностью матрицы (см. рис. 3 Д).

Карбонат из центральной части трещин второй генерации белого цвета, занимающий правую половину шлифа, имеет чисто кальцитовый состав, а сам кальцит характеризуется крупнокристаллическим строением (см. рис. 3 Д). На границе с матрицей также выделяется слабовыраженная «закалочная» фаза, представленная мелкими кристаллами кальцита. Кроме кальцита на границе с матрицей часто отмечаются четко ограненные мелкие кристаллы гидротермального кварца (см. рис. 3 Д).

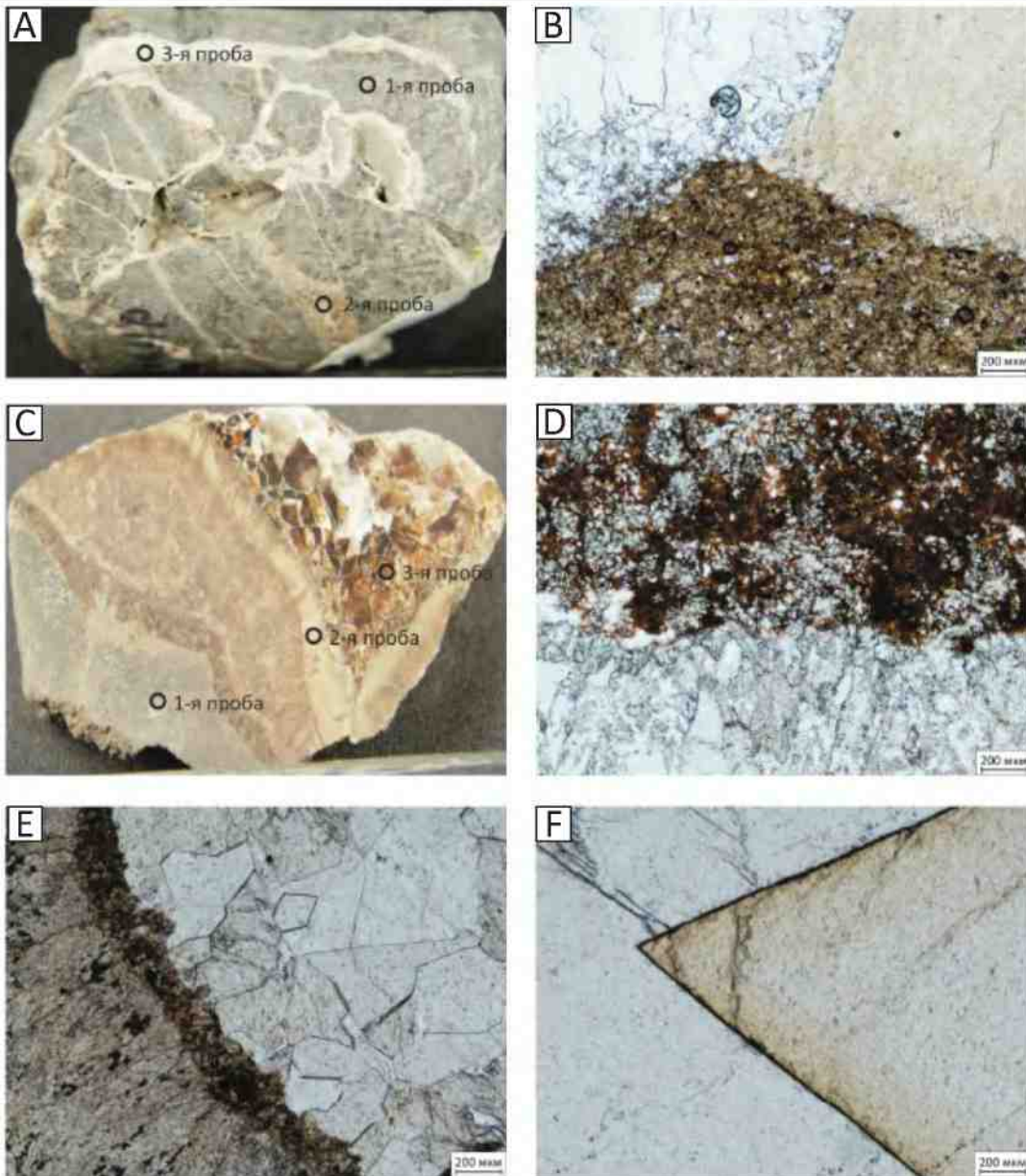
В рассматриваемом карбонатном образце наблюдается закономерное уменьшение содержания легкого изотопа углерода по направлению от матрицы ($\delta^{13}\text{C} = -17,1\text{‰}$) через эпигенетический карбонат первой генерации бурого цвета ($\delta^{13}\text{C} = -13,8\text{‰}$) к самому позднему карбонату белого цвета ($\delta^{13}\text{C} = -12,7\text{‰}$).

В карбонатном образце верхнеюрских отложений, вскрытых скв. 4Р Тортасинского месторождения, также выделяются две генерации трещин, заполненных эпигенетическим кальцитом — ранним светло-коричневого цвета (2-я проба) и более поздним (3-я проба) белого цвета (рис. 4 А).

Карбонатная матрица (1-я проба), занимающая нижнюю часть шлифа, характеризуется преимущественно кальцитовым составом и сложена мелкими продолговатыми зернами, имеющими диаметр около 84–110 мкм и длину 120–280 мкм (см. рис. 4 В).

Рис. 4. Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (А, С) из баженовской свиты и их прозрачных петрографических шлифов, снятых без анализатора (В, D–F)

Fig. 4. Photos of fractured carbonate samples (A, C) from the Bazhenov suite and their transparent petrographic thin sections taken without analyzer (B, D–F)



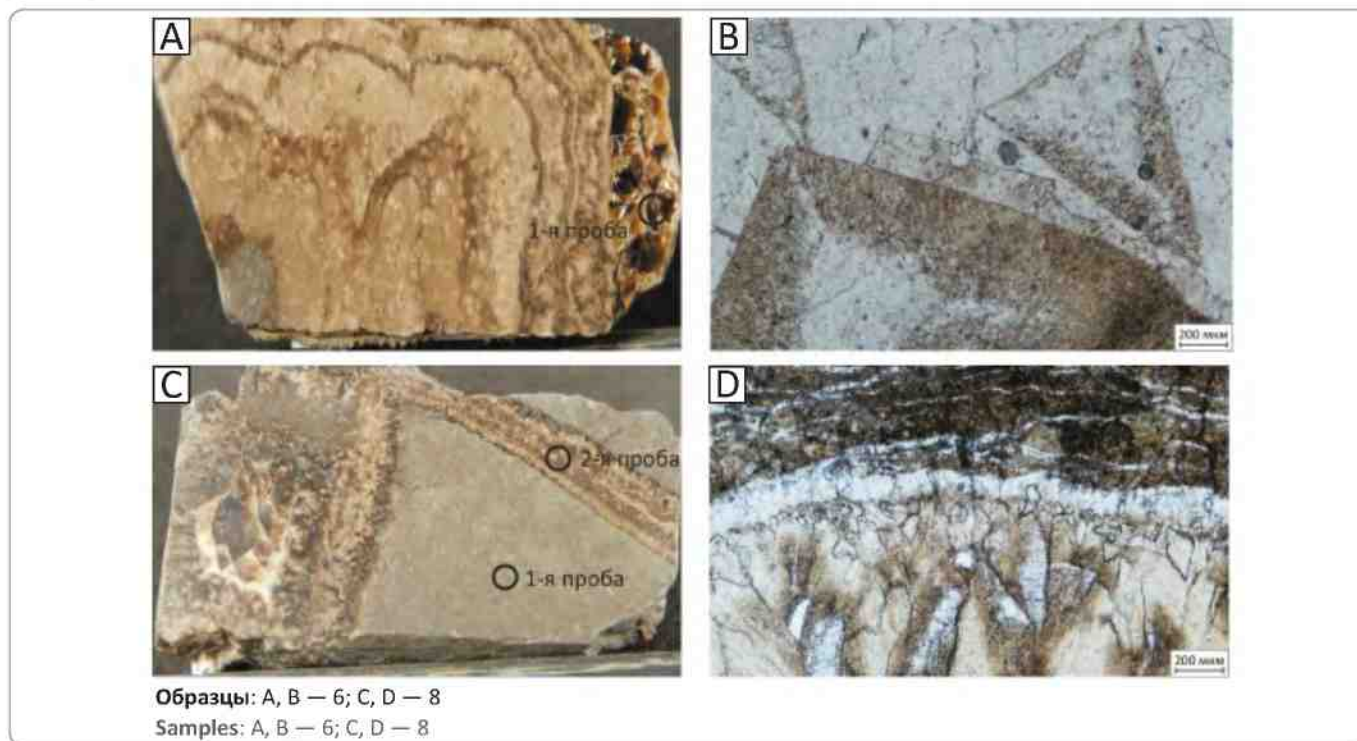
Месторождения: А, В — Тортасинское (скв. 4Р), С–F — Западно-Салымское (скв. 592; образец 3)
Fields: A, B — Tortasinskoe (Well 4P), C–F — West-Salym (Well 592; sample 3)

Необычная форма карбонатных зерен позволяет предположить, что они представляют собой карбонатные псевдоморфозы по органическим остаткам неясной природы. Кроме карбонатных зерен в матрице присутствуют мелкие зерна глауконита, мелкозернистые агрегаты фрамбоидального пирита, содержание которого заметно выше, чем в рассмотренных ранее карбонатных образцах, а также мелкоалевритовая терригенная примесь, представленная преимущественно обломками кварца (см. рис. 4 В; табл. 3).

Карбонатные трещины первой генерации (2-я проба), расположенные в правой верхней части фотографии шлифа, имеют светло-коричневый цвет, слабовыраженную микрошестоватую текстуру и характеризуются небольшой примесью доломита (см. рис. 4 В; табл. 3). На границе с матрицей отмечаются многочисленные мелкие зерна «закалочной» фазы кальцита (см. рис. 4 В).

Трещины второй (более поздней) генерации, заполненные карбонатом белого цвета (3-я проба),

Рис. 5. Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (А, С) из баженовской свиты Западно-Салымского месторождения (скв. 592) и их прозрачных петрографических шлифов, снятых без анализатора (В, D)
Fig. 5. Photos of fractured carbonate samples (A, C) from the Bazhenov suite of the West-Salym field (Well 592) and their transparent petrographic thin sections taken without analyzer (B, D)



представлены крупнокристаллическими зернами кальцита с небольшой примесью сидерита. Эта разновидность кальцита расположена в левой верхней части шлифа (см. рис. 4 В). Как и карбонат, заполняющий трещины первой генерации, белый кальцит на границе с матрицей сформировал «закалочную» фазу, отличающуюся от основной крупнокристаллической массы гораздо более мелкими размерами зерен (см. рис. 4 В).

Таким образом, состав карбонатных минералов, слагающих матрицу и трещины обеих генераций, заметно отличается: в матрице отмечается самое высокое содержание примеси доломита — 6 %, в трещинах первой генерации доломита в два раза меньше (3 %), в трещинах последней генерации кроме кальцита присутствует незначительная примесь сидерита, а доломит полностью отсутствует (см. табл. 3).

Изотопный состав углерода карбонатной матрицы рассматриваемого образца характеризуется самой высокой концентрацией легкого изотопа по сравнению с матрицами других карбонатных образцов (см. табл. 3). В карбонатах, слагающих трещины первой генерации (2-я проба), наблюдается немного более высокая концентрация легкого изотопа углерода, чем в составе матрицы (см. табл. 3). Больше всего тяжелого изотопа углерода в составе последней генерации кальцита белого цвета (3-я проба), в котором значение $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-15,5\text{‰}$ (см. табл. 3).

Из верхнеюрских отложений, вскрытых скв. 592 Западно-Салымского месторождения, на глубине 1,8 м отобрано три карбонатных образца с хорошо выраженными трещинами, заполненными карбонатами бурого (различных оттенков) и белого (самыми поздними) цветов (рис. 5, см. рис. 4; табл. 3).

Из самого верхнего, 3-го образца отобрано три пробы: первая — из карбонатной матрицы (1-я проба), вторая — из плотной «корочки» светло-коричневого цвета на границе с бурым крупнокристаллическим кальцитом (2-я проба) и третья — представлена самым крупнокристаллическим полупрозрачным кальцитом бурого цвета (3-я проба) (см. рис. 4 С).

Исследование прозрачных петрографических шлифов показало, что матрица сложена органическими остатками, псевдоморфно замещенными карбонатным материалом, вероятно, первоначально представлявшими раковинки радиолярий (см. рис. 4 D). Небольшая часть исходного кремнистого материала сохранилась, но была интенсивно корродирована вторичным карбонатом (см. рис. 4 D). Редко в составе матрицы встречаются мелкие кремнистые желвачки, в которых, в свою очередь, присутствуют зерна пирита. Основная масса вторичного (диагенетического) карбоната, слагающего матрицу, представлена доломитом (44 %), кальцита содержится в два раза меньше — 22 % (см. табл. 3). Матрица неравномерно (в виде пятен) пропитана ОВ, вероятно, битумами

и/или сохранившимся аморфным гелефицированным керогеном (см. рис. 4 D). На границе с вторичным (эпигенетическим) карбонатом на поверхности матрицы отмечается слабо различимая «закалочная» зона, состоящая из более мелких кристалликов кальцита (см. рис. 4 D).

Карбонатная плотная «корочка» светло-коричневого цвета (2-я проба) в шлифах представляет собой бурый, часто имеющий «перьевидный» облик, кальцит, занимающий левую часть шлифа (см. рис. 4 E). Она состоит главным образом из кальцита (88 %) с небольшой примесью доломита (9 %) и сидерита (1,6 %) (см. табл. 3).

Более поздний по времени образования полупрозрачный кальцит бурого цвета (3-я проба) через мелкокристаллическую (вероятно, «закалочную») фазу более темного цвета переходит в крупнокристаллический полупрозрачный кальцит, имеющий в исходном образце темно-коричневый цвет. Он расположен в правой части фотографии шлифа (см. рис. 4 F; табл. 3).

Между бурым (предпоследняя генерация) и белым (последняя генерация) кальцитом отмечаются очень четкие ровные границы (см. рис. 4 F).

Изотопный состав углерода, входящего в состав матрицы, и плотной светло-коричневой корочки практически одинаков ($\delta^{13}\text{C} = -13,9$ и $-13,8$ ‰ соответственно), а полупрозрачного бурого кальцита заметно легче — $\delta^{13}\text{C} = -14,3$ ‰ (см. табл. 3).

Из следующего, 6-го образца, отобрана одна проба (1-я проба), представленная полупрозрачным бурым кальцитом последней генерации с небольшой примесью доломита (см. рис. 5 A; см. табл. 3). В шлифе (верхняя часть) хорошо видно, что проба сложена крупными, практически прозрачными кристаллами кальцита, имеющими светло-коричневый оттенок (см. рис. 5 B). На контакте с более ранней по времени образования карбонатной фазой, расположенной в нижней части шлифа, отмечается тонкая прерывистая «закалочная» фаза (см. рис. 5 B). В рассматриваемой пробе эпигенетического бурого кальцита отмечается более низкое, по сравнению с предыдущим образцом, содержание $\delta^{13}\text{C} = -17,8$ ‰ (см. табл. 3).

Из самого нижнего, 8-го образца, на литолого-геохимические исследования отобрано две пробы. Первая проба взята из карбонатной матрицы, а вторая — из трещины, заполненной бурым кальцитом (см. рис. 5 C).

По результатам изучения прозрачных петрографических шлифов и данным рентгеноструктурного анализа, карбонатная матрица сложена агрегатами кальцита (72 %) и доломита (15 %), вероятно представляющими собой псевдоморфозы по органическим остаткам, с небольшой примесью обломочных

зерен кварца и полевых шпатов мелкоалевритовой размерности, а также очень мелких агрегатов пирита, возможно, являющихся также псевдоморфозами по органическим остаткам (см. рис. 5 D). В небольшом количестве присутствует ОВ, неравномерно (в виде микропятен) распределенное в минеральной массе матрицы (см. рис. 5 D). Карбонатная матрица в околотрещинной зоне разбита многочисленными субпараллельно ориентированными микротрещинками, которые расположены в направлении главного напряжения, существовавшего в рассматриваемом карбонатном образце в момент образования трещин (см. рис. 5 D).

Трещины заполнены главным образом кальцитом различных оттенков светло-коричневого цвета с небольшой примесью доломита (см. табл. 3). Наиболее светлые участки трещины представлены крупнокристаллическим прозрачным кальцитом, а более темные — лучистым, «перьевидным» кальцитом, в составе которого присутствуют многочисленные микропримеси (см. рис. 5 D). На границе между матрицей и наиболее ранним «перьевидным» эпигенетическим кальцитом выделяется мелкокристаллическая «закалочная» фаза (см. рис. 5 D).

Изотопный состав углерода, входящего в состав матрицы, немного тяжелее эпигенетического карбоната, присутствующего в трещине: значения $\delta^{13}\text{C}$ равны $-16,9$ и $-17,1$ ‰ соответственно (см. табл. 3).

Обсуждение полученных результатов

Сопоставляя полученные значения изотопного состава рассеянных в отложениях баженовской свиты Верхнесалымского месторождения битумоидов ($-30,2...-30,6$ ‰) (см. табл. 2) с таковыми морских ($-23,0...-29,6$ ‰) и континентальных ($-29,9...-32,5$ ‰) нефтей [3], можно отметить, что битумоиды баженовской свиты обогащены легким изотопом углерода. По этому признаку формально их можно было бы отнести к «континентальным» нефтям, однако это противоречит фактическому их нахождению в морских нефтематеринских отложениях. Вероятно, обогащение (фракционирование) рассматриваемых битумоидов легким изотопом углерода в значительной степени объясняется интенсивной раннедиагенетической (включая микробиальную) переработкой органических остатков, в результате которой произошло накопление в осадках баженовской свиты липидной компоненты исходного ОВ, которая, с одной стороны, является наиболее устойчивой по отношению к микробиальному воздействию (разложению), а с другой — наиболее богата легким изотопом углерода. Кроме того, декарбоксилирование жирных кислот, т. е. потеря органическими остатками группы COOH , углерод которой обогащен изотопом ^{13}C , приводит к еще большему концентрированию легкого изотопа в УВ [3]. Однако, по данным Э.М. Галимова, эти про-

цессы все равно не могут обеспечить столь легкого состава битумоидов. По его мнению, для этого необходимы реакции с углеводородом, обладающим самым легким изотопным составом углерода — метаном. Возможно, в этом процессе принимает участие эндогенный метан, выносимый гидротермами из фундамента, который взаимодействует со свободными радикалами УВ, образующимися при природном гидротермальном пиролизе керогена.

Сравнение полученных значений изотопного состава углерода карбонатных раковин верхнеюрских морских организмов с одновозрастными органическими известняками Горного Крыма показало, что они имеют близкие значения $\delta^{13}\text{C}$, составляющие в среднем 1,65 и 1,4 ‰ соответственно (см. табл. 1) [3]. Иными словами, полученные средние значения $\delta^{13}\text{C}$ совпадают с таковыми эволюционной изотопно-углеродной кривой для океана на рассматриваемом временном промежутке. Однако, если сопоставить полученные средние значения $\delta^{13}\text{C}$ (1,65 ‰) с таковыми для разновозрастных морских известняков (–0,13 ‰) (Кейс М.Л., Вебер Дж.Н., 1964), становится очевидной значительная разница в этих значениях. Отмеченное обогащение раковин морских организмов тяжелым изотопом углерода объясняется связыванием его легкого изотопа ОВ, перешедшим в осадок, что привело к его удалению из природного круговорота $\text{CO}_2\text{--HCO}_3^-\text{--CO}_3^{2-}$ и сместило изотопный баланс в карбонатной системе в сторону обогащения морской воды и находящихся с ней в изотопном равновесии карбонатов тяжелым изотопом углерода.

Удаление легкого изотопа углерода из природного круговорота ОВ наблюдается в периоды бурного расцвета наземных и морских организмов, как, например, в позднеюрское время, когда вследствие глобального потепления климата и таяния полярных льдов на обширных территориях Земли сформировались эпиконтинентальные морские бассейны по типу Западно-Сибирского, в которых происходило активное накопление огромных масс ОВ с колоссальным количеством легкого изотопа углерода в составе. В результате такого биогенного фракционирования легкого изотопа углерода органическим веществом, оставшийся в природном круговороте подвижный углерод оказался изотопно тяжелым, что и наблюдается по результатам определения изотопного состава углерода в раковинах двустворок и ростре белемнитов (см. табл. 1).

Высокая концентрация ^{13}C в раковинках двустворок и ростре белемнитов свидетельствует о том, что они образовывались в условиях изотопного равновесия между кальцитом, слагающим их раковины, и карбонат-ионом морской воды. Действительно, и те, и другие морские организмы формировали свои

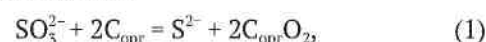
раковины в открытой гидродинамически активной морской обстановке, удаленной от посторонних (например, наземных) источников изотопно облегченной углекислоты [3].

Карбонатный копролит и особенно карбонатный радиолярит богаты легким изотопом ^{12}C , что свидетельствует об активном участии биогенного изотопно легкого углерода в их образовании (см. табл. 1). И первый, и второй образцы являются псевдоморфозами кальцита по исходным органическим субстанциям в виде продуктов жизнедеятельности (копролиты) или раковинок радиолярий. Последние, как известно, первоначально имели кремнистый состав и при диагенезе были полностью замещены карбонатным материалом. Различия значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных копролитах и радиоляритах могут объясняться степенью закрытости или изолированности обстановок, в которых происходило замещение исходных копролитов и радиоляритов кальцитом от придонной морской воды.

Можно предположить, что копролиты замещались кальцитом в более открытой по отношению к морской воде обстановке. Поэтому, наряду с легким биогенным углеродом в форме карбонат-иона, образовавшегося за счет углекислоты, возникавшей вследствие разложения органических остатков, в их состав попадали карбонат-анионы, обогащенные тяжелым углеродом, растворенные в морской воде, проникавшей в иловый осадок.

Рассмотрим более подробно механизм образования карбонатов, обогащенных легким изотопом биогенного углерода. Для этого в качестве исходного возьмем среднее значение $\delta^{13}\text{C}$, равное –21,4 ‰, которое характерно для рассеянного ОВ, входящего в состав морских осадков [3]. Логично предположить, что карбонаты, карбонат-ионы которых имеют чисто биогенное происхождение, должны иметь примерно такие же значения $\delta^{13}\text{C}$.

Постоянное присутствие аутигенного фрамбoidalного пирита в рассматриваемых карбонатных отложениях свидетельствует о сероводородном заражении илового осадка, существовавшем в позднеюрском эпиконтинентальном бассейне. Анаэробные сульфатредуцирующие бактерии восстанавливали сульфаты, растворенные в морской воде, до сероводорода и одновременно с другими автотрофными микроорганизмами окисляли углерод ОВ, присутствующий в донном иле:

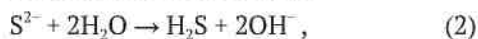


где $\text{C}_{\text{орг}}$ — углерод биогенного происхождения.

Образующиеся в результате деятельности бактерий H_2S и $\text{C}_{\text{орг}}\text{O}_2$ поднимались в верхние слои воды, где сероводород окислялся до серы либо реагировал с ионами железа, образуя пирит, а $\text{C}_{\text{орг}}\text{O}_2$ — до карбо-

нат-иона, в котором углерод имеет биогенное происхождение, т. е. является обогащенным легким изотопом. Затем они совместно выпадали в осадок.

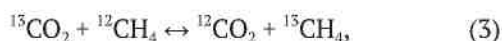
Сульфатредукция, как известно, обуславливает сразу несколько гидрохимических следствий. Генерируются значительные количества H_2S :



которая является одной из важнейших задающих потенциал реакций. Создаются восстановительные условия ($Eh = 300$ мВ и менее), что приводит к выпадению в осадок пирита. Кроме того, повышение pH среды вызывает смещение карбонатных равновесий в сторону образования CO_3^{2-} , в результате чего осаждается $CaCO_3$, обогащенный легким углеродом биогенного происхождения ($C_{орг}$).

Как отмечалось, при автотрофной сульфатредукции выделяется значительное количество (вплоть до пересыщения) $C_{орг}O_2$, что при наличии в воде Ca и Mg стимулирует осаждение карбонатов этих элементов, обогащенных изотопом ^{12}C . Именно по описанной схеме происходило образование рассматриваемых карбонатных пород (матрицы), а также копролитов и карбонатных радиоляритов (см. табл. 1, 3).

Сероводородное заражение илового осадка имело еще одно важное следствие, влияющее на обогащение рассматриваемых карбонатных пород легким изотопом углерода: высокая концентрация H_2S в его составе подавляла жизнедеятельность метанообразующих микроорганизмов (метаногенов) и предотвращала развитие реакции изотопного обмена между метаном и углекислотой:



в результате которой легкий углерод накапливается преимущественно в составе метана, а углекислота, несмотря на биогенное происхождение, оказывается обогащенной более тяжелым изотопом.

Следовательно, содержание или соотношение легких и тяжелых изотопов в составе карбонатной матрицы рассматриваемых образцов определялось несколькими факторами: во-первых, интенсивностью образования биогенной углекислоты (вследствие разложения ОВ микроорганизмами), обогащенной изотопом ^{12}C , во-вторых, степенью «закрытости» системы, препятствовавшей проникновению карбонат-иона морского (абиогенного) происхождения, которую С. Ландергрэн (1955) назвал «локальным циклом органического углерода», в-третьих, наличием или отсутствием сероводородного заражения илового осадка.

Если предположить, что трещины в отобранных карбонатных образцах имеют раннедиагенетическое происхождение (трещины синерезиса), то они должны заполняться тем же карбонатным материалом, ко-

торый входит в состав образцов [4, 6]. Поэтому карбонатный материал, слагающий трещины синерезиса в септариевых конкрециях, должен иметь точно такой же изотопный состав, что и сами конкреции [3]. Если же изотопный состав конкреций и присутствующих в них вторичных карбонатов, заполняющих трещины, различается, то появляется основание считать, что карбонаты, содержащиеся в трещинах, не связаны генетически с конкрециями и не являются трещинами синерезиса, а имеют иное происхождение.

При анализе минерального и изотопного составов матрицы и содержащихся в ней трещин карбонатного образца из скв. 10548 *Сыморьяхского* месторождения обращалось внимание на различие их минерального и изотопного составов. Действительно, углерод в составе трещин легкого присутствующего в карбонатной матрице на 1,1‰, что говорит о различных источниках карбонатного материала, слагающего матрицу и присутствующие в ней трещины. Поэтому можно утверждать, что рассматриваемые трещины не являются трещинами синерезиса, а имеют иное происхождение. Об этом же свидетельствуют значительные отличия минерального состава матрицы и карбонатов в составе присутствующих в ней трещин (см. табл. 3).

Сравнительно невысокое содержание легкого изотопа в составе карбонатной матрицы свидетельствует об открытости системы, в которой происходило отложение карбонатного осадка, и соответственно о невысокой доле CO_2 биогенного происхождения в виде карбонат-иона в ее составе. Судя по микроскопическим размерам основной части карбонатных зерен, слагающих матрицу, можно заключить, что они выделялись из пересыщенного метастабильного, вероятно, коллоидного илового раствора вследствие его обезвоживания на раннедиагенетической стадии. Низкое содержание изотопно легкой (биогенной) углекислоты, участвовавшей в формировании карбонатного осадка, может объясняться также и невысокой исходной концентрацией в нем ОВ, генерировавшего биогенную CO_2 (современное содержание $C_{орг}$ в карбонатной матрице составляет менее 0,1%). Довольно высокая концентрация в его составе доломита может косвенно указывать на то, что рассматриваемые карбонатные осадки отлагались не в открытом морском бассейне, а в сравнительно мелководной лагуне с повышенным содержанием солей и магния в заполнявшей ее воде, что также способствовало концентрированию в образце тяжелого изотопа углерода [3].

Несмотря на то, что в составе карбонатов, заполняющих трещины, преобладает доломит, который, при прочих равных условиях, характеризуется более высокой концентрацией тяжелого изотопа углерода в его составе, чем кальцит [3], карбонаты, присутствующие в трещинах, характеризуются более высокой,

по сравнению с матрицей, концентрацией в них легкого изотопа (см. табл. 3). Этот феномен может быть объяснен наличием в составе карбонатов, заполняющих трещины, углерода глубинного происхождения, который поступал в форме CO_2 , растворенной в гидротермальном флюиде. Действительно, по литературным данным, углекислота, выносимая гидротермами и вулканическими газами, характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$, изменяющимися в пределах от $-1,3$ до $-10,1$ ‰, а CO_2 магматического происхождения имеет значение $\delta^{13}\text{C}$, равное $-10,0$ ‰ [3]. Кроме того, по данным Э.М. Галимова, в средне- и высокотемпературных гидротермальных растворах (от 130 до ~ 425 °C) легкий изотоп концентрируется не в углекислоте, а в самом кальците [3]. Действительно, средние значения $\delta^{13}\text{C}$, полученные для образцов кальцита гидротермального происхождения, изменяются в пределах от $-9,49$ до $-17,38$ ‰.

Таким образом, отличия минерального и изотопного ($\delta^{13}\text{C}$) составов матрицы и карбонатных минералов, заполняющих присутствующие в ней трещины, однозначно свидетельствуют о том, что они образовались не вследствие раннедиагенетического процесса обезвоживания (трещины синерезиса), а в результате тектонического дробления и последующего проникновения по образовавшимся трещинам гидротермальных растворов [5].

Различия в составе карбонатных минералов, входящих в состав карбонатной матрицы образца из скв. 4503 *Кечимовского* месторождения, и трещин, присутствующих в нем, а также значительные отличия изотопного состава углерода в составе матрицы и трещин свидетельствуют о различных источниках слагающего их карбонатного материала. Очевидно, что обе генерации кальцита, заполняющие трещины в рассматриваемом карбонатном образце, как и в предыдущем, не имеют никакого отношения к трещинам синерезиса. Вероятно, они отложились из гидротермальных растворов, что подтверждается, помимо результатов изотопного анализа углерода, присутствием в трещинах, наряду с эпигенетическими карбонатами, четко ограненных мелких кристаллов кварца и агрегатов пирита кубического габитуса (см. рис. 3 В).

Поскольку каждый из рассмотренных двух типов кальцитов (темно-бурый и светло-коричневый) содержит резко отличающиеся концентрации изотопов углерода, то можно заключить, что они относятся к различным генерациям.

Бурый или коричневый оттенок эпигенетических разновидностей кальцитов, заполняющих трещины, может быть обусловлен либо присутствием в них рассеянных нефтидов, либо наличием трехвалентного железа, которое из-за высокой степени окисления не может входить в состав карбонатных минералов, а

остаётся в форме тонкодисперсных оксидов или гидроксидов, окрашивая более интенсивно первую и в меньшей степени вторую генерации кальцита. Но откуда берется Fe^{3+} в составе гидротермальных растворов? Дело в том, что гидротермы, поступающие по зонам дробления из фундамента в осадочный чехол, характеризуются не только низкими значениями pH, т.е. имеют кислую реакцию, но и обладают высокой окислительной способностью из-за присутствия в их составе кислорода [5, 2]. Поэтому они легко окисляют железо в минералах, слагающих осадки, подстилающие верхнеюрские отложения, через которые проникают в последние, уже имея в своем составе трехвалентное железо. Вероятно, именно вторая причина является главной. Можно предположить, что первая генерация гидротерм, из которой отложился бурый кальцит, растворила и окислила большую часть мобильного железа, а вторая вынесла лишь его остатки, что и отразилось на различии их цвета (см. рис. 3 А).

Постепенное увеличение в составе карбонатов, заполняющих трещины, содержания тяжелого изотопа углерода свидетельствует о том, что гидротермы, участвовавшие в их отложении в трещинах, на каждой последующей стадии все в большей степени обогащались ювенильной углекислотой. Первая (бурая) генерация кальцита, вероятно, содержит часть исходного карбонатного материала матрицы, растворенного гидротермальным раствором, и часть привнесенной (более изотопно тяжелой) углекислоты глубинного происхождения. Вторая (светло-коричневая) генерация кальцита уже в меньшей степени реагировала с матрицей, так как последняя была покрыта сплошной плотной корочкой кальцита первой генерации, поэтому доля участия карбонатного материала матрицы во второй генерации кальцита значительно уменьшалась, а вклад ювенильной (гидротермальной) углекислоты, напротив, увеличивался. Кроме того, возможно, вторая генерация кальцита выделялась из менее горячих гидротермальных растворов, поэтому, в отличие от первой более высокотемпературной генерации кальцита, в которой происходило обогащение легким изотопом кальцита, в кальците второй генерации, напротив, легкий изотоп накапливался уже в CO_2 , а не в кальците [3].

Судя по изотопному составу углерода, входящего в состав матрицы образца из скв. 296П *Южно-Ягунского* месторождения, можно заключить, что в ее образовании участвовал биогенный CO_2 . То есть, как и в рассмотренных случаях, формирование карбонатной матрицы происходило в условиях локального цикла $\text{C}_{\text{орг}}$, возникшего благодаря значительной степени закрытости системы, в которой осуществлялись накопление и диагенетическое преобразование осадка, содержащего ОВ.

В светло-коричневом кальците первой генерации легкого изотопа углерода заметно меньше, чем в матрице, что свидетельствует о присутствии в его составе иного источника углерода. На это указывают и различия составов карбонатных минералов, слагающих матрицу и трещину, заполненную карбонатом этой генерации (см. табл. 3). Вероятно, как и в ранее рассмотренном случае (образец из Кечимовского месторождения), к растворенному гидротермами карбонатному веществу матрицы, в которой образовались трещины, добавился и ювенильный углерод, привнесенный гидротермами в форме CO_2 , перешедшей в форму карбонат-иона, имеющего большую концентрацию тяжелого изотопа углерода, чем биогенный углерод кальцита матрицы (см. табл. 3). Как и в предыдущем случае, коричневый цвет кальцита первой генерации, вероятно, обусловлен соединениями трехвалентного железа.

Последний по времени образования кальцит белого цвета, занимающий центральные части трещин, еще больше обогащен тяжелым изотопом углерода, что свидетельствует о содержании в его составе значительной доли ювенильного углерода, привнесенного в составе гидротерм в виде уголекислоты. Отсутствие во вторичных карбонатах, заполняющих трещины, микровключений нафтидов косвенно указывает на то, что эти гидротермы не являлись переносчиками УВ и их можно условно назвать «сухими».

В составе карбонатной матрицы образца из скв. 4Р *Тортасинского* месторождения отмечается самое высокое содержание изотопа ^{12}C (см. табл. 3). Столь высокая концентрация ^{12}C в составе матрицы может быть объяснена наиболее сильно выраженными восстановительными условиями, в которых происходило образование карбонатного осадка. Действительно, если карбонатные зерна предположительно являются псевдоморфозами по органическим остаткам, то практически весь углерод в составе этих карбонатных псевдоморфоз — местный (биогенный), а значит замкнутый локальный изотопный цикл $\text{C}_{\text{орг}}$ был максимально коротким в силу практически полной закрытости системы по отношению к внешним источникам углерода, и в первую очередь к карбонат-ионам морской воды. На резко восстановительную среду, в которой формировались рассматриваемые карбонатные осадки, указывает и довольно высокое содержание пирита, которого обычно мало в верхнеюрских карбонатных породах, а также самая высокая концентрация в рассматриваемом образце — $\text{C}_{\text{орг}} = 0,25\%$ (см. табл. 3).

Коричневый цвет эпигенетических карбонатов, заполняющих трещины, может объясняться, как и в предыдущих случаях, присутствием в них соединений трехвалентного железа. Однако отмеченная ранее более высокая, чем в матрице, концентрация

легкого изотопа углерода заставляет искать источник этого углерода. Понятно, что ювенильная уголекислота может только «утяжелить» изотопный состав карбонатов, заполняющих трещины в матрице. Остается предположить, что кислород, присутствующий в составе гидротерм, окисляет оставшуюся в составе матрицы органическую массу и образующаяся в результате этого процесса уголекислота, обогащенная легким изотопом углерода, вместе с карбонатами матрицы, растворенными теми же гидротермами, входит в состав этих эпигенетических карбонатов. Косвенным подтверждением механизма обогащения карбонатов, заполняющих трещины легким углеродом, может служить повышенная концентрация ОВ в составе матрицы рассматриваемого образца.

Карбонаты второй генерации (трещины белого цвета) отличаются резким снижением в их составе легкого изотопа углерода (см. табл. 3). Значения $\delta^{15}\text{C}$ в рассматриваемых карбонатах близки к значениям таковой в кальцитах, имеющих гидротермальное происхождение [3]. Поэтому можно с большой долей вероятности считать, что трещины последней генерации заполнены кальцитом, имеющим преимущественно гидротермальное происхождение. Действительно, гидротермы, формировавшие вторую генерацию карбонатов, были изолированы от матрицы первой генерацией карбонатов, отложившихся на ее поверхности.

Рассматривая минеральный состав карбонатной матрицы образцов из отложений баженовской свиты, вскрытых скв. 592 *Западно-Салымского* месторождения (образцы 3, 8), можно отметить, что, несмотря на небольшое расстояние между местами отбора этих образцов (около 1,8 м), их вещественные составы заметно отличаются (см. табл. 3). Это свидетельствует о том, что условия, в которых они отлагались и подвергались диагенетическим изменениям, были различными. Отличалась и физико-химическая обстановка во время их отложения. Карбонатный образец, отобранный с большей глубины (образец 8), накапливался в более восстановительной среде с явно выраженным локальным циклом $\text{C}_{\text{орг}}$. Верхний образец (образец 3) носит следы более окислительной (более открытой) обстановки, в которой он находился в момент образования, благодаря чему отмечается более высокое содержание ^{15}C , входившего в его состав вместе с карбонат-ионом морской воды (см. табл. 3). Кроме того, высокая концентрация в его составе доломита также способствует увеличению доли тяжелого углерода (от 0,3 до 1,0‰ в зависимости от происхождения доломита) [3].

Первая генерация гидротермального кальцита, заполняющего трещины карбонатной матрицы образца 3, практически не отличается по изотопному составу углерода от такового матрицы. Однако мине-

ральный состав слагающих их карбонатов различен (см. табл. 3). Исходя из этого, можно заключить, что либо под действием гидротермального флюида произошло растворение карбонатной матрицы с дополнительным приносом катиона Ca^{2+} , находившегося в избытке в составе гидротермы (кальциевый метасоматоз), либо изотопный состав углерода, входившего в гидротермальный раствор в виде CO_2 и ее производных (HCO_3^- и CO_3^{2-}), был близок к таковому матрицы.

Полупрозрачный бурый или темно-коричневый кальцит, являющийся последним или предпоследним (выделившимся до белого, самого последнего) по времени образования, характеризуется во всех трех исследованных образцах наиболее высоким содержанием легкого изотопа углерода (см. табл. 3). Причем в образцах 6, 8 он имеет близкий изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C} = -17,8$ и $-17,1$ ‰ соответственно), а в образце 3 концентрация легкого изотопа заметно меньше и значение $\delta^{13}\text{C}$ составляет всего $-14,3$ ‰ (см. табл. 3).

Можно предположить, что отмеченные отличия изотопного состава углерода бурого полупрозрачного кальцита в этих образцах объясняются его обогащением легким изотопом в составе исходной CO_2 . Последняя образовалась, вероятно, вследствие частичного окисления кислородом, присутствовавшим в гидротермальном растворе УВ, также содержащихся в составе (возможно, в виде микроэмульсии). Присутствие рассеянных микровключений УВ в генерации бурого кальцита подтверждается его специфическим цветом (см. рис. 4 С; 5 А, С).

Появление в центральной части трещины, присутствующей в образце 3, белого полупрозрачного кальцита (т. е. на самой последней заключительной стадии отложения в ней гидротермальных генераций карбонатов) указывает на то, что на этой стадии УВ полностью исчезли из состава гидротерм.

Появление на заключительной стадии отложения гидротермальных карбонатов кальцита белого цвета носит негативный характер, так как это означает, что УВ-залежи здесь, скорее всего, нет (последняя генерация карбонатов отлагалась из чисто водоносных гидротермальных растворов без признаков УВ). Напротив, если скважиной вскрыт верхнеюрский разрез, в котором в карбонатных пластах присутствуют открытые трещины и каверны, заполненные эпигенетическими полупрозрачными карбонатами бурого и/или темно-коричневого цвета, то этот интервал перспективен на обнаружение УВ-залежей (гидротермы на последней стадии своего существования были переполнены УВ) [5].

Выводы

1. Повышенное содержание ^{13}C в составе раковин двустворок и белемнитов из верхнеюрских от-

ложений (по сравнению со среднестатистическими значениями в морских карбонатах) свидетельствует о том, что большая доля легкого изотопа углерода из атмосферы Земли вошла в состав ОВ и карбонатов, содержащих легкий биогенный углерод, что, в свою очередь, могло быть связано с потеплением (аридизацией) климата в период их образования, затоплением обширных пространств вследствие таяния шапок полярных льдов (эвстазия) и формированием верхнеюрского Западно-Сибирского эпиконтинентального морского бассейна площадью около 1 млн км², а также других одновозрастных бассейнов, присутствовавших в это время на территории Земли.

2. Повышенная концентрация легкого изотопа углерода в составе экстрагированных из отложений баженовской свиты битумоидов, по сравнению с таковыми морского происхождения, свидетельствует о присутствии в них в качестве исходного не только аквагенного морского и отчасти террагенного ОВ, но и ювенильного метана, поступавшего вместе с гидротермами в верхнеюрские отложения в результате его взаимодействия со свободными радикалами УВ, образующимися вследствие природного гидротермального пиролиза ОВ, входящего в состав верхнеюрских и подстилающих их более древних отложений.

3. Все изученные карбонатные образцы (матрица) в разной степени обогащены легким углеродом биогенного происхождения. Минимальная его доля приходится на карбонатные отложения периферической части верхнеюрского морского бассейна (Сыморьяхское месторождение), а максимальная — на карбонаты центральной его части (Тортасинское месторождение), что обусловлено степенью закрытости обстановок осадконакопления и соответственно высокой величиной восстановительного потенциала (сероводородное заражение) в осадке во время его отложения.

4. Существовало по крайней мере два механизма образования карбонатных пород в составе верхнеюрских отложений: во-первых, из пересыщенного карбонатного, вероятно, коллоидного илового раствора (микрозернистый карбонат) и, во-вторых, путем псевдоморфного замещения органических остатков (карбонатные радиоляриты, копролиты и др.).

5. Карбонаты, заполняющие трещины в матрице, отлагались не одновременно, а представляют собой несколько генераций, отличающихся как минеральным, так и изотопным составом.

6. Хромофорами в эпигенетических карбонатах, входящих в состав трещин, в одних случаях, вероятно, являются соединения трехвалентного железа, а в других — УВ. Первые имеют шестоватую и/или «перьевидную» микроструктуру, а вторые представлены крупнокристаллическим более низкотемпературным кальцитом.

7. Присутствие в трещинах мелкокристаллической («закалочной») фазы на границе с матрицей свидетельствует о быстром охлаждении поступавших в трещины высокотемпературных гидротермальных растворов, из которых первоначально выделялась эта мелкокристаллическая фаза карбонатов.

8. Постепенное увеличение доли тяжелого изотопа углерода в составе различных генераций эпигенетических карбонатов, последовательно заполняющих трещины (от ранних к более поздним), свидетельствует о росте доли в их составе ювенильной (гидротермальной) уголекислоты, давшей начало карбонат-ионам с соответствующим значением $\delta^{13}\text{C}$.

9. Последовательное увеличение в составе эпигенетических карбонатов легкого изотопа углерода при переходе от ранней к более поздней генерации, вероятно, свидетельствует о присутствии в них углерода биогенного происхождения, источником которого послужила уголекислота (и производный от нее — карбонат-ион), образовавшаяся вследствие окисления гидротермами, содержащими кислород, керогена матрицы и/или нафтидов, присутствовавших в их составе. Последние образовались вследствие природного пиролиза, вызванного воздействием на кероген высокотемпературных гидротермальных растворов.

10. Если последняя генерация карбонатов, отложившихся в трещинах карбонатной породы, имеет белый цвет и тяжелый изотопный состав углерода, то это свидетельствует о бесперспективности пород для поиска в них залежей углеводородов.

11. Присутствие в составе карбонатов, заполняющих трещины, крупнокристаллического кальцита,

четко ограненных мелких кристаллов кварца, пирита и каолинита (диккита) свидетельствует о том, что эти трещины имели не диагенетическое (трещины синерезиса), а эпигенетическое (гидротермальное) происхождение.

12. Все изученные трещиноватые карбонатные образцы, исходя из особенностей вещественного и изотопного составов матрицы и присутствующих в ней эпигенетических карбонатов, заполняющих трещины, не являются септариевыми конкрециями, а трещины в них образовались и заполнились карбонатами в результате вторичных тектоногидротермальных процессов.

13. Углеводородные залежи в верхнеюрских отложениях, в состав которых входят осадки баженовской и абалакской свит, возникли вследствие тектонического дробления ППП, к которым относятся и рассмотренные в настоящей статье карбонатные породы, и последующего воздействия на них высокотемпературных кислых гидротермальных растворов, которые, во-первых, сформировали кавернозную емкость вследствие растворения карбонатного материала матрицы, во-вторых, активизировали генерацию нафтидов в подстилающих верхнеюрские отложения углисто-глинистых породах тюменской свиты, а также в самих верхнеюрских отложениях, аномально обогащенных ОВ (в первую очередь, это относится к осадкам баженовской свиты), и, в-третьих, заполнили сформировавшиеся в них трещинные и трещинно-кавернозные коллекторы образовавшимися нафтидами, находившимися в их составе в надкритическом (в виде одной фазы) состоянии.

Литература / References

1. Боркун Ф.Я., Сонич В.П., Чухланцева В.Я., Зубков М.Ю. Характеристика карбонатных пород и конкреционность баженовской свиты Салымского месторождения // Конкреционный анализ углеродсодержащих формаций : сб. научн. тр. – Тюмень : Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 63–69.
Borkun F.Ya., Sonich V.P., Chukhlantseva V.Ya., Zubkov M.Yu. Characteristic of carbonate rocks and occurrence of concretions in the Bazhenov suite of the Salym field. Konkretionnyy analiz ugle rodsoderzhashchikh formatsiy: sbornik nauchnykh trudov. Tyumen: Izd-vo ZapSibNIGNI; 1985. pp. 63–69.
2. Бгатов В.И. История кислорода земной атмосферы. – М. : Недра, 1985. – 87 с.
Bgatov V.I. History of Oxygen in the Earth's atmosphere. Moscow: Nedra; 1985. 87 p.
3. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. – М. : Изд-во Недра, 1968. – 226 с.
Galimov E.M. Geochemistry of carbon stable isotopes. Moscow: Nedra; 1968. 226 p.
4. Зубков М.Ю. Некоторые модели конкрециеобразования // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях : сб. научн. тр. – Тюмень : Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 43–51.
Zubkov M.Yu. Some models of concretion origin. Postsedimentatsionnoe mineraloobrazovanie v osadochnykh formatsiyakh: sbornik nauchnykh trudov. Tyumen: Izd-vo ZapSibNIGNI; 1985. pp. 43–51.
5. Зубков М.Ю. Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза // Геология нефти и газа. – 2014. – № 5. – С. 58–72.
Zubkov M.Yu. Reservoir rocks in the Bazhenov-Abalaksiiy sequence of West Siberia and methods of their prediction. Geologiya nefi i gaza. 2014;(5):58–72.
6. Сидоренков А.И., Симошкин А.А., Высоцкий В.Н., Зобнин Ю.А. Конкреционный анализ киммериджских отложений месторождения Большой Салым // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях : сб. научн. тр. – Тюмень : Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 26–43.
Sidorenkov A.I., Simoshkin A.A., Vysotskiy V.N., Zobnin Yu.A. Concretion analysis of the Kimmeridgian deposits of the Bolshoy Salym. Postsedimentatsionnoe mineraloobrazovanie v osadochnykh formatsiyakh: sbornik nauchnykh trudov. – Tyumen: Izd-vo ZapSibNIGNI; 1985. pp. 26–43.