

УДК 551

## НИЖНЕПЕРМСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ХОЛМЫ СЕВЕРА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАСЕЙНА КАК ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ ПОИСКА СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

© 2020 г. В. А. Жемчугова<sup>а, \*</sup>, Н. В. Евдокимов<sup>б, \*\*</sup>,  
J. Poort<sup>с, \*\*\*</sup>, Г. Г. Ахманов<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых Геологического факультета  
Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова,  
Ленинские Горы, 1, Москва, 119234 Россия

<sup>б</sup>ООО “Специальные геофизические системы данных”,  
Ленинский проспект, 113/1, Парк Плэйс, офис Е-322, Москва, 117198 Россия  
<sup>с</sup>Sorbonne University, CNRS, Institute of Earth Sciences of Paris, IStEP, Paris, France

\*e-mail: zem@gds.ru

\*\*e-mail: nik.evdokimov@mail.ru

\*\*\*e-mail: jeffrey.poort@sorbonne-universite.fr

Поступила в редакцию 07.02.2020 г.

После доработки 17.02.2020 г.

Принята к публикации 26.02.2020 г.

Органогенные постройки, называемые карбонатными холмами, широко распространены в нижнепермских отложениях севера Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна и представляют значительный интерес для нефтегазовой индустрии как природные резервуары углеводородного сырья. Их распространение и структурные особенности контролировались морфологией морского дна, изменениями уровня моря и специфической палеоэкологией раннепермского времени. Они не были способны, подобно классическим рифам, формировать крупные аккумулятивные формы рельефа, изменяющие гидродинамику и палеогеографию осадочных бассейнов. Результаты исследования позволили разделить нижнепермские карбонатные холмы на скелетные, сформированные преимущественно водорослево-палеоаплизинными сообществами, и микробальные, развитие которых контролировалось жизнедеятельностью кальцимикробов. По сейсмическим данным выделение подобных построек, как правило, не вызывает затруднений. Однако структура таких построек, особенности распределения коллекторов и изменения их свойств зачастую не отображаются в характеристиках волнового поля в следствие ограничений разрешающей способности сейсморазведки. Использование при интерпретации сейсмических данных результатов седиментационного моделирования, регламентирующих пространственно-временные взаимоотношения выделенных литофаций, обладающих различным емкостным потенциалом, существенно повышает достоверность прогноза свойств резервуаров, связанных с различными типами карбонатных построек.

**Ключевые слова:** Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн, карбонатные постройки, нижняя пермь, микробальные и скелетные холмы, коллекторы.

**DOI:** 10.31857/S0024497X20040072

Известная фраза Н. Джеймса “Carbonates are born, not made” [James, Worque, 1992] отражает всю уникальность карбонатного осадконакопления, определяющую научный интерес к карбонатным породам. И в первую очередь это касается разновозрастных органогенных построек, исключительная геологическая информативность которых позволяет использовать их для реконструкций прошлого, отделенного от нас многими сотнями миллионов лет. В структуре построек наиболее контрастно отражены эволюция органического мира, смены климатических условий,

колебаний уровня Мирового океана, т.е. всех тех факторов, которые контролируют карбонатную седиментацию в целом. Помимо научного интереса изучение карбонатных построек с целью прогноза их распространения имеет утилитарное значение, поскольку эти удивительные творения природы — источники бокситов и полиметаллов, фосфоритов и оптического сырья; они сами являются полезными ископаемыми и используются в строительной и химической промышленности; кроме того, приуроченные к ним резервуары содержат более 30% запасов углеводородов в мире.

Пермский период – время формирования мощнейших рифовых систем Евразийского континента [Кузнецов, 2000]. Самая грандиозная из них протягивается почти на 2.5 тыс. км с юга на север от Прикаспийской впадины до Новоземельского архипелага в Баренцевом море [Chuvashov, Crasquin-Soleau, 2002].

Все органогенные постройки этой системы можно объединить в две группы. Первая группа охватывает рифы и рифовые системы, образование которых произошло на границе Предуральяского прогиба и Русской плиты. Самые ранние постройки здесь появились в позднем карбоне, наиболее поздние – во второй половине кунгурского века [Chuvashov, 1986]. По мере заполнения прогиба они смещались с востока на запад.

Вторая группа раннепермских построек представлена различными по размеру и форме мелководными внутришельфовыми массивами, имеющими широчайшее распространение в акватории Печорского моря и прилегающего континента [Важенин, Иоффе, 1986; Галкина, Галкин, 1990; Zhemchugova, Shamell, 1994; Жемчугова, 1998, 2014]. Выполненные в последние годы сейсмические исследования юго-запада Баренцева моря показали, что разновозрастные и близкие по строению карбонатные постройки встречаются очень часто [Ehrenberg et al., 1998; Elvebakk et al., 2002; Larssen et al., 2002; Colpaert et al., 2006; Rafaelsen et al., 2008; Ahlborn et al., 2014]. Принимая во внимание высокий углеводородный потенциал нижнепермских “рифовых” резервуаров как для Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна (ТП НГБ), так и других регионов, прагматический интерес к ним геологов-нефтяников понятен, поскольку только понимание особенностей формирования органогенных массивов позволяет прогнозировать морфологию, структуру и свойства приуроченных к ним ловушек УВ.

Формирование нижнепермских карбонатных отложений ТП НГБ происходило в условиях тектонической активизации эпибайкальской плиты, связанной с коллизионными процессами в Уральском палеоокеане, пришедшимися на начало позднегерцинского этапа тектогенеза. Превращение пассивной окраины континента в складчатую область отразилось в тектонической и вызванной ею морфологической неоднородности раннепермского шельфа и оформлении системы валов и мегавалов в пределах плитной части бассейна.

К началу ранней перми к востоку от Печорской плиты появилось горно-складчатое сооружение, перед фронтом которого возник краевой прогиб – наследник глубоководного преддурового желоба. Пассивная окраина, вовлекаемая в краевой прогиб, была охвачена активной складчатостью. Западная часть краевого прогиба, сво-

бодная от продуктов разрушения гор, оставалась относительно глубоководной. В ней накапливались тонкослоистые глинистые карбонатные илы (сезымская свита). Вдоль западного борта этого прогиба формировались органогенные массивы, выведенные впоследствии на дневную поверхность [Богацкий, Жемчугова, 1992].

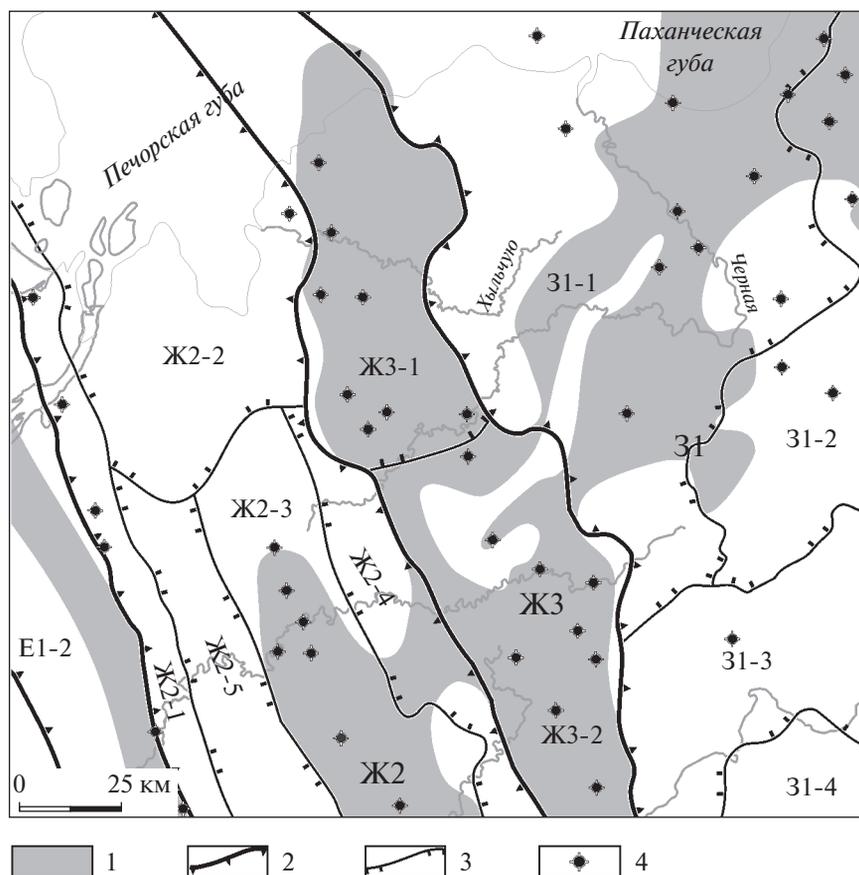
Вторая область относительно глубоководного некомпенсированного осадконакопления занимала большую часть Косью-Роговской и Хорейверской впадин, север Печоро-Колвинского авлакогена. Ее край также маркировался системой органогенных построек (рис. 1).

В мелководном Печорском море в позднекаменноугольно-раннепермское время существовали оптимальные условия для жизни разнообразных бентосных сообществ: скелетных метазой, водорослевых и микробиальных ассоциаций, благодаря высокому питательному балансу морских вод [Антошкина, 2008]. Преобладание биокластовой седиментации в бассейне определялось хорошей освещенностью неглубоких морских вод, обилием скелетных организмов, подвижной гидродинамикой и свободным водообменом в пределах обширного карбонатного рампа с отсутствием на его окраине крупных физических барьеров [Жемчугова, 1998].

Особенности развития бассейна осадконакопления в ранней перми, обусловленные как структурной эволюцией Печорской плиты, так и флуктуациями уровня Мирового океана, отразились в специфике строения органогенных построек – потенциальных природных резервуаров нефти и газа. Таким образом, одним из возможных приемов повышения достоверности прогноза их характеристик является использование результатов седиментационного моделирования, основой которого является литофациальный анализ.

## ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Для построения литофациальной модели изучаемых отложений были использованы результаты генетического анализа карбонатных пород, выполненного по разрезам опорных скважин. Эти результаты применялись также как базовые для прогноза генезиса отложений неохарактеризованных керном интервалов разреза. Анализ каротажных кривых по многочисленным скважинам показал, что для выделения каротажных фаций наиболее информативными являются кривые гамма-каротажа. Как правило, высокое разрешение этих кривых и их быстрый “отклик” на изменение условий накопления осадка позволяют с высокой достоверностью прогнозировать фациальное распределение в тех скважинах, в которых данные по керну либо отсутствовали, либо



**Рис. 1.** Обзорная карта района исследования [Изучение ..., 2005; Жемчугова, 1998] с изменениями и дополнениями. 1 – области распространения нижнепермских органогенных построек; 2, 3 – границы структур: 2 – крупных (первого порядка), 3 – средних (второго порядка); 4 – точки опорных разрезов. Тектонические элементы: I порядка: Ж2 – Денисовский прогиб, Ж3 – Колвинский мегавал, 31 – Хорейверская впадина; II порядка: Е1-2 – Удачная ступень, Ж2-1 – Шапкина-Юрьяхинский вал, Ж2-2 – Усть-Печорская депрессия, Ж2-3 – Лайский вал, Ж2-4 – Верхнелайская депрессия, Ж2-5 – Тибейвисская депрессия, Ж3-1 – Ярейюский вал, Ж3-2 – Харьгинский вал, 31-1 – Чернореченская депрессия, 31-2 – Садаягинская ступень, 31-3 – Коллависовская ступень, 31-4 – Сандивейское поднятие.

присутствовали в недостаточном для фациальной диагностики объеме [Жемчугова, 2014].

#### Литотипы нижнепермских пород

Макро- и микроскопическое изучение керна опорных скважин северных областей ТП НГБ показало широкое разнообразие слагающих нижнепермские отложения литотипов, которые по седиментационной структуре были объединены в ассоциации каркасных, зернистых и зернисто-микритовых известняков (табл. 1).

**Каркасные известняки** слагают пласты и линзы толщиной 0,5–3 м и представлены светло-серыми (темно-бежевыми при нефтенасыщении) массивными разностями. Они были разделены на два класса: известняки скелетные и биоцементолиты. Среди первых основную роль играют водорослево-палеоаплизиновые (ЛТ-3) разности, сложенные различными по размерам фрагмента-

ми *Palaeoaplysina* (рис. 2), находящимися, вероятно, в положении роста и образующими каркас карбонатной породы.

Как правило, межкаркасные полости заполнены микритом с многочисленными включениями более мелких биокластов, представленных обрывками зеленых и багряных водорослей, раковинками фораминифер, *Tubiphytes*, редко обломками мшанок, члениками криноидей. Нередко в этих каркасных известняках преобладает зональный крустификационный и спаритовый биоиндуцированный цемент [Антошкина, 2008].

Остатки *Palaeoaplysina* присутствуют в виде пластин (до 5 см длиной) с нижней ровной и верхней бугорчатой поверхностями, между которыми развита ячеистая ткань с системой каналов. Исследования методом ЭПР (электронного парамагнитного резонанса) скелетов *Palaeoaplysina* из нижнепермских органогенных построек Северного Урала позволили доказать их “животное”

Таблица 1. Основные литотипы нижнепермских карбонатных построек

Литотип	Название литотипа	Каркасо-образующие организмы	Соотношение каркас/заполнитель (%)	Соотношение зерна/цемент (%)	Характеристика зерен		Характеристика цемента	Поры %; тип
					название	%		
ЛТ1	Полидетритовые со спаритовым цементом		75–90/ 10–25		–обломки мшанок (0.2–2 мм)	20–40	Спаритовый (60–70%) Микритовый (30–40%)	2–4%; МЗ и ВЗ (до 0.3 мм)
					–членики криноидей (0.2–3 мм)	20–30		
ЛТ2	Криноидно–мшанковые со спаритовым и микритовым цементом		75–90/ 10–25		–раковины фораминифер (0.2–2 мм)	10–20		
					–фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.3–1.5 мм)	10–20		
ЛТ3	Водорослево–палеоаплизинные	<i>Palaeo- aplysina</i> Филлоидные водоросли	80/20	30–60/ 40–70	–обломки панцирей и игл морских ежей (до 3 мм)	0–5		
					–обломки панцирей и игл морских ежей	0–5		
ЛТ4	Пелоидно–полидетритовые		20–30/ 70–80		–обломки мшанок (0.2–2.5 мм)	50–60	Спаритовый (90%) Микритовый (10%)	1–2%; МЗ и ВЗ (до 0.3 мм)
					–членики криноидей (0.3–2.5 мм)	30–40		
ЛТ3	Водорослево–палеоаплизинные	<i>Palaeo- aplysina</i> Филлоидные водоросли	80/20	30–60/ 40–70	–раковины фораминифер (до 1.5 мм)	10–20	Спаритовый биондуцированный (60%) Зональный крустификационный (10%) Микритовый (30%)	8–10%; ВК (до 0.5 мм) С (0.1–0.5 мм) МК (до 0.2 мм) МЗ (0.2–1 мм)
					–фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.2–0.3 мм)	5–10		
ЛТ4	Пелоидно–полидетритовые		20–30/ 70–80		–обломки панцирей и игл морских ежей	0–5		
					–раковины фораминифер (0.5–2.5 мм)	10–20		
ЛТ3	Водорослево–палеоаплизинные	<i>Palaeo- aplysina</i> Филлоидные водоросли	80/20	30–60/ 40–70	–обломки члеников криноидей (0.5–3 мм)	10–20	Спаритовый биондуцированный (60%) Зональный крустификационный (10%) Микритовый (30%)	8–10%; ВК (до 0.5 мм) С (0.1–0.5 мм) МК (до 0.2 мм) МЗ (0.2–1 мм)
					–фрагменты <i>Tubiphytes</i> (до 1.5 мм)	10–20		
ЛТ4	Пелоидно–полидетритовые		20–30/ 70–80		–багряные водоросли (0.2–1 мм)	5–15	Спаритовый (80%) Микритовый (20%)	10%; С (0.1–0.5 мм) ВЗ (до 0.3 мм) МЗ (до 0.5 мм)
					–зеленые водоросли (0.1–0.5 мм)	5–15		
ЛТ4	Пелоидно–полидетритовые		20–30/ 70–80		–мшанки (0.2–0.8 мм)	30–40		
					–обломки панцирей и игл морских ежей	0–5		
ЛТ4	Пелоидно–полидетритовые		20–30/ 70–80		–обломки водорослей (зеленые, багряные)	30–40		
					–раковины фораминифер (до 1.5 мм)	20–30		
ЛТ4	Пелоидно–полидетритовые		20–30/ 70–80		–обломки мшанок (0.2–2.5 мм)	5–20		
					–обломки раковин брахиопод	0–5		
ЛТ4	Пелоидно–полидетритовые		20–30/ 70–80		–фрагменты <i>Tubiphytes</i> (1–1.5 мм)	5		
					–микробиальные пелоиды (0.05–0.1 мм)	20		

Таблица 1. Продолжение

Литотип	Название литотипа	Каркасообразующие организмы	Соотношение каркаса/заполнителя (%)	Соотношение зерна/цемент (%)	Характеристика зерен		Характеристика цемента	Поры %; тип
					название	%		
ЛТ5	Микробиально-водорослевые	Микро-биальные сообщества; Багряные, зеленые, филоидные водоросли	40/60	40–70/ 30–60	–раковины фораминифер (0.3–2.5 мм) –фрагменты <i>Palaeoaplysina</i> (10–20 мм) <i>Tubiphytes</i> (0.2–2.5 мм) –обломки мшанок (до 2 мм) –обломки членников криноидей (0.5–4 мм) –обломки раковин брахиопод (1–5 мм)	5–25	Спаритовый (50–80%) Зональный крустификационный (10%) Микритовый (10–40%)	3–10%; С (0.1–0.6 мм) МЗ (0.1–0.3 мм) ВЗ (0.1 мм)
						10–20		
						5–20		
						0–10		
						0–25		
ЛТ6	Полидетритовые с микритовым цементом, микритовые			15–35/ 65–85	–обломки мшанок (0.2–1 мм) –фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.2–0.8 мм) –фрагменты серпул (0.8–1.5 мм)	50–60	Микритовый	Не встречены
						50–60		
						0–5		
ЛТ7	Микробиально-тубифитесовые	<i>Tubiphytes</i> ; Микро-биальные сообщества; Филоидные водоросли	80/20	20–50/ 50–80	–раковины фораминифер (0.3–1.2 мм) –членики криноидей (0.3–2.5 мм) –обрывки водорослей – багряные, зеленые (0.2–0.8 мм) –раковины брахиопод	20–60	Спаритовый (предположительно биоиндуцированный) (60–70%) Микритовый (30–40%)	10–15%; С (0.2–0.8 мм) МК (0.2–0.5 мм, единичные до 1.5 мм) МЗ (0.1–0.3 мм)
						5–20		
						10–20		
						0–5		
						25–30		
ЛТ8	Микробиально-полидетритовые			60–90/ 10–40	–раковины фораминифер (0.2–2.5 мм) –членики криноидей (0.5–1.5 мм) –обрывки водорослей – зеленые, багряные (0.1–2 мм) –обломки мшанок –фрагменты <i>Tubiphytes</i> –фрагменты <i>Palaeoaplysina</i> (4–6 мм) –раковины брахиопод (до 6–7 мм) –раковины остракод (0.5 мм) –микробиальные пеллоиды (0.05–0.1 мм)	15–20	Микритовый (70–80%) Спаритовый (10–20%) Зональный крустификационный (5–10%)	3–5%; С, единично–ВЗ
						10–20		
						10–20		
						10–20		
						10–20		
						5–10		
						0–5		
						0–5		
0–1								
5–10								

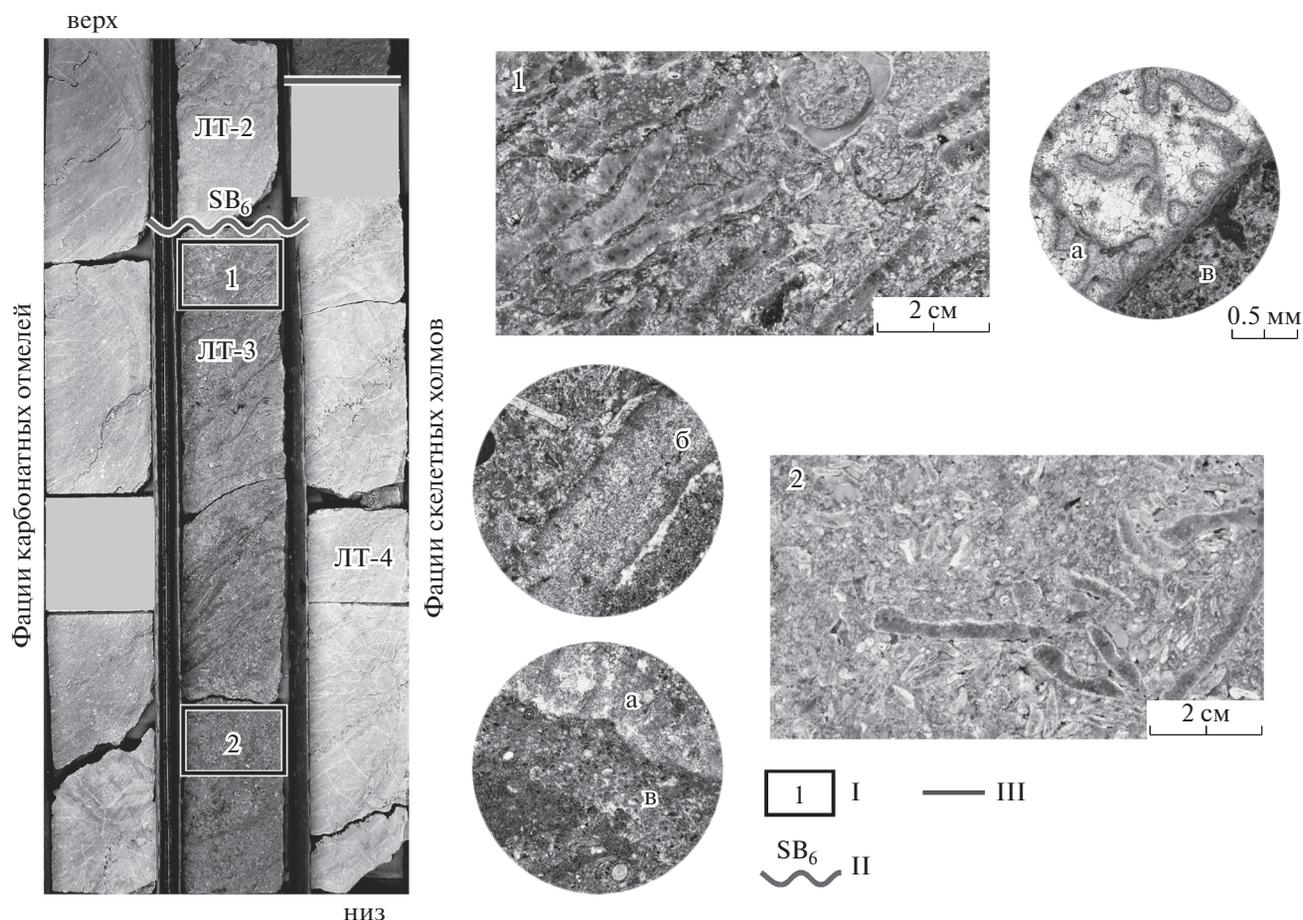
Таблица 1. Продолжение

Литотип	Название литотипа	Каркасообразующие организмы	Соотношение каркас/заполнитель (%)	Соотношение зерна/цемент (%)	Характеристика зерен		Характеристика цемента	Поры %; тип
					название	%		
ЛТ9	Полидетритовые с микритовым цементом, глинистые			30–50/ 50–70	–раковины фораминифер (0.5–1.5 мм)	30	Микритовый	Не встречаются
					–фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.5–1 мм)			
					–членики криноидей (0.5–2 мм)			
					–обломки мшанок (0.2–0.8 мм)			
					–зеленые водоросли (0.2–1 мм)			
ЛТ10	Микробиальные	Микро-биальные сообщества	70–80/ 10–20	60/40	–обломки мшанок	20–30	Спаритовый биондуцированный (90–95%) Зональный крустификационный (5–10%)	1–3%; С В3
					–фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.2–1 мм)	15–25		
					–филлоидные или сифонокладные водоросли (0.5–1 мм)	10–20		
					–раковины фораминифер (0.2–0.5 мм)	10–20		
					–членики криноидей (0.3–0.8 мм)	5–10		
ЛТ11	Полидетритовые			50–70/ 30–50	–обломки раковин брахиопод и остракод	1–2	Спаритовый (50–70%) Микритовый (30–50%)	1–2%; С единично–В3
					–обломки мшанок (0.1–0.3 мм)	30–50		
					–членики криноидей (0.3–0.1.5 мм)	20–30		
					–фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.2–1 мм)	10–20		
					–обрывки водорослей (зеленые, филлоидные) (0.3–1 мм)	5–15		
ЛТ12	Цианобактериально–водорослевые	Филлоидные водоросли; <i>Girvanella</i>	70/30	60/40	–обломки брахиопод, гастропод (2–3 мм)	1–2	Спаритовый (90–95%) Зональный крустификационный (5–10%)	2–3%; С (0.2–0.5 мм)
					–раковины фораминифер (0.2–1 мм)	1–5		
					–обрывки водорослей – зеленые, багряные (0.2–1.5 мм)	40–60		
					–раковины фораминифер (0.3–1.5 мм)	5–10		
					–микробиальные пеллоиды (0.05–0.1 мм)	10–30		
ЛТ13	Мшанковые с микритовым цементом, глинистые			70–90/ 10–30	–обломки мшанок (0.1–0.3 мм)	80–85	Микритовый	Не встречаются
					–раковины фораминифер (0.5–2 мм)	10–15		
					–членики криноидей (0.5–1 мм)	1–5		
					–фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.3–1 мм)	1–5		

Таблица 1. Окончание

Литотип	Название литотипа	Каркасо-образующие организмы	Соотношение каркас/заполнитель (%)	Соотношение зерна/цемент (%)	Характеристика зерен		Характеристика цемента	Поры %; тип
					название	%		
ЛТ14	Микробиально-фораминиферовые	Микро-биальные сообщества	40/60	40/60	– раковины фораминифер (0.3–3 мм)	50	Спаритовый биондуцированный (45–60%) Зональный крустификационный (1–5%) Микритовый (40–50%)	1–5%; С, единично – МЗ и ВЗ (до 0.2 мм)
					– фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.3–1 мм)	5–10		
					– обломки мшанок (0.2–2 мм)	5–10		
					– обрывки водорослей (зеленые, багряные филлоидные)	5–10		
					– микробиальные пелоиды (0.05–0.1 мм)	20–30		
ЛТ15	Биокластовые грубозернистые палеоаплизинные		70–80/ 20–30		– фрагменты <i>Palaeoaplysina</i> (до 20 мм)	40–50	Спаритовый (70–80%) Микритовый (20–30%)	3–4%; С (0.05–0.2 мм) МЗ (0.1–0.3 мм)
					– обрывки водорослей – зеленые и филлоидные (0.5–1 мм)	5–20		
					– фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.5–3 мм)	5–15		
					– раковины фораминифер (0.3–1 мм)	5–15		
					– микробиальные пелоиды (0.05–0.1 мм)	0–20		
ЛТ16	Лито-биокластовые грубозернистые с крупными колониями кораллов		70–80/ 20–30		– обломки колоний кораллов	40–70	Микритовый (60–80%) Спаритовый (20–40%)	Единичные; МЗ, ВЗ
					– фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.5–2 мм)	5–15		
					– раковины фораминифер (0.5–2.5 мм)	0–5		
					– обломки мшанок (0.2–1.5 мм)	0–5		
					– обломки члеников криноидей (0.3–1.5 мм)	0–5		
					– обрывки зеленых водорослей (0.5–1.5 мм)	0–5		
					– литокласты	40–60		
ЛТ17	Филлоидно-водорослевые	Филлоидные водоросли	40/60	30/70	– фрагменты слоевищ филлоидных водорослей	40–50	Спаритовый (45–50%) Зональный крустификационный (5–10%) Микритовый (30–40%)	1–2%; С (0.2–0.3 мм)
					– обрывки зеленых водорослей	20–40		
					– фрагменты <i>Tubiphytes</i> (0.1–0.5 мм)	0–5		
					– микробиальные пелоиды (0.05–0.1 мм)	20–30		

Примечание. Типы пор: С – слепковые, МЗ – межзерновые, МК – межкристаллические, ВЗ – внутризерновые, МК – внутризерновые, МК – межкристаллические, ВЗ – внутризерновые.



**Рис. 2.** Макро- и микроскопическая характеристика известняков скелетных холмов и карбонатных отмелей. а – обломок *Palaeoaplysina*, б – обрывок филлоидной водоросли, в – пелоиды; I – положение образца на керне, II – граница секвенции, III – граница между литотипами.

происхождение и отнести к монопоидальным колониям с терминально расположенными зонами роста [Лютоев и др., 2010; Эволюционный тренд ..., 2010; Пономаренко, 2011].

Водорослево-палеоаплизиновые известняки (ЛТ-3) в разрезе встречаются в ассоциации с микробиально-водорослевыми (ЛТ-5), микробиально-полидетритовыми (ЛТ-8) и реже с цианобактериально-водорослевыми (ЛТ-12) разностями; разделение их на соответствующие литотипы проведено по преобладающему компоненту каркасной структуры и материалу заполнения межкаркасного пространства.

Особенностью нижнепермских карбонатных построек является присутствие в них так называемых биоцементолитов, представляющих собой, по мнению А.И. Антошкиной [Антошкина, 2008], каркасные и биокластовые разности массивных известняков, включающих разрозненные органические остатки и биоиндуцированный цемент (рис. 3).

Обширная и быстрая посмертная биологически индуцированная инкрустация остатков свободноживущих сессильных организмов за счет обызвествления или кальцификации микробных тканей способствовала росту в благоприятных условиях рельефных твердых каркасов на морском дне [Антошкина, Пономаренко, 2014].

Зернистые и зернисто-микритовые известняки состоят из полигенных зерен, среди которых преобладают биокласты, представленные обломками мшанок, члениками криноидей, фрагментами зеленых и багряных водорослей, раковинами фораминифер, реже – фрагментами раковин брахиопод, остракод, пелелипод (рис. 4). Пелоидный материал в качестве породообразующего встречается достаточно редко, обычно он дополняет детритовый компонент пород.

Цементом в известняках служит микритовый либо спаритовый кальцит; последний, как правило, нескольких генераций: раннедиагенетический в виде тонких крустификационных оболочек во-

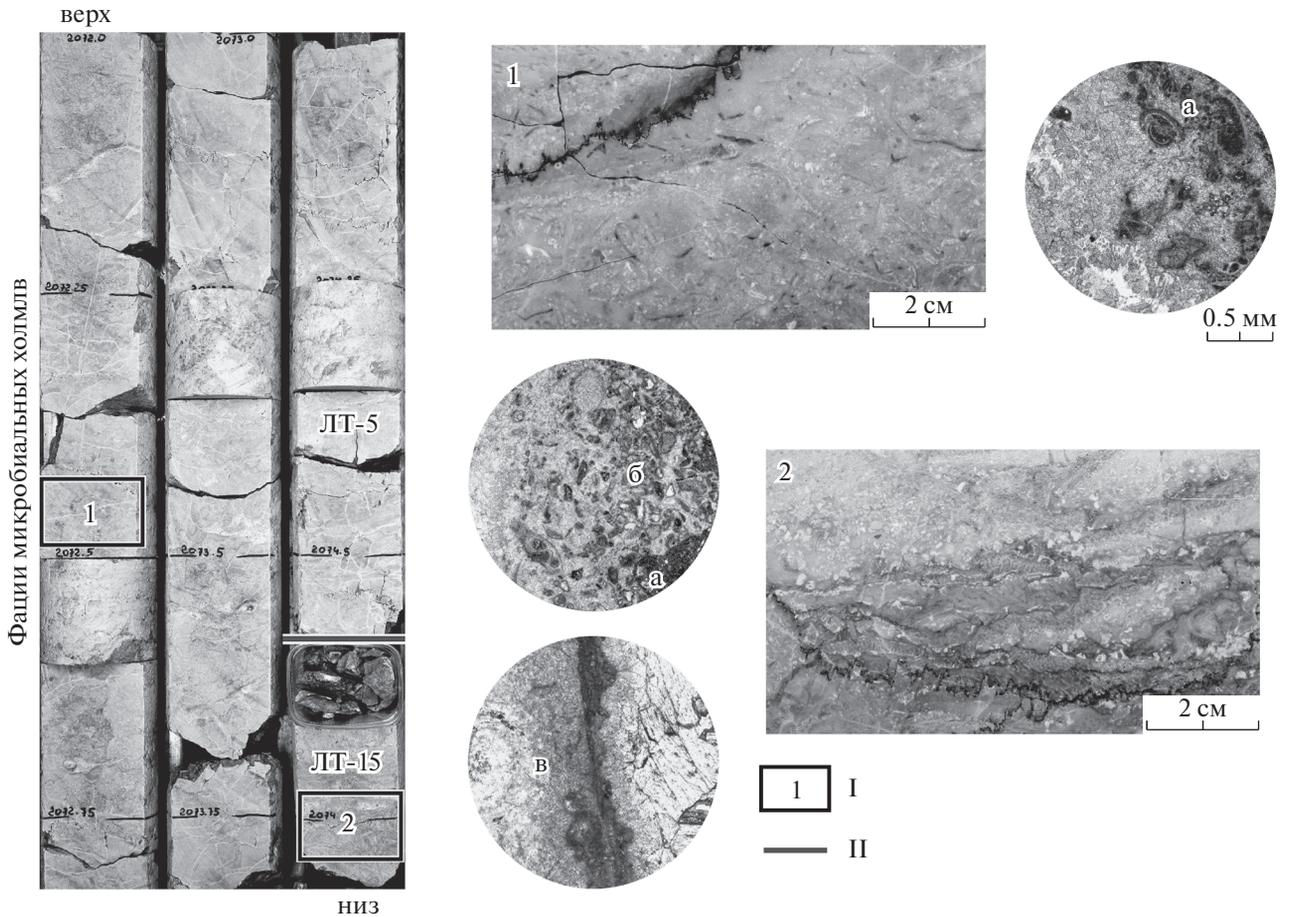


Рис. 3. Макро- и микроскопическая характеристика известняков микробильных холмов.

а – пелоиды, б – обрывки зеленых водорослей, в – кремненый обломок *Palaeoaplysina*; I – положение образца на керне, II – граница между литотипами.

круг биокластов и позднедиагенетический полнокристаллический, развитый между зернами.

По структурным характеристикам зерен (в биокластовых разностях – главным образом по видовой принадлежности и размерам биокластов) группа зернистых и зернисто-микритовых известняков была разделена на следующие литотипы: полидетритовые со спаритовым цементом (ЛТ-1), криноидно-мшанковые с полиструктурным (спаритовым и микритовым) цементом (ЛТ-2), пелоидно-полидетритовые (ЛТ-4), грубозернистые палеоаплизиновые (ЛТ-15), лито-биокластовые грубозернистые коралловые (ЛТ-16).

#### Фацциальные комплексы

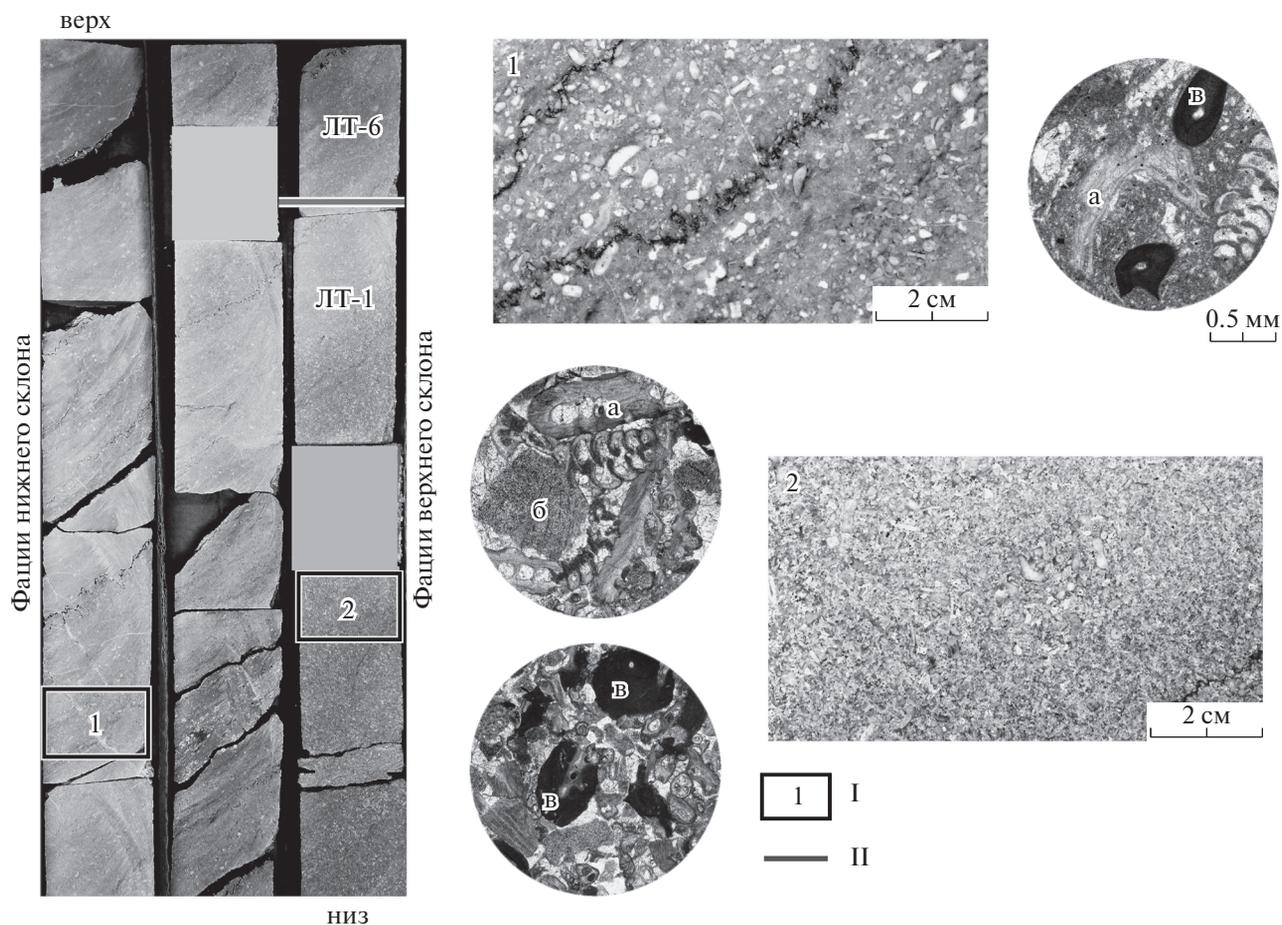
На основании анализа распространения по разрезу и по площади выделенных литотипов и их парагенетических ассоциаций были выявлены три фацциальных комплекса, представляющих разрез нижней перми Тимано-Печорского бассейна: комплекс органогенных построек, ком-

плекс карбонатных отмелей и комплекс относительно глубоководной впадины.

#### Органогенные постройки

По классификации Н.Р. Джеймса [James, Bouque, 1992], позднекаменноугольно-раннепермские органогенные постройки Печорского моря по своей морфологии и особенностям экологической эволюции относятся к холмам. Они отличаются от классических рифов отсутствием типичных массивных каркасных организмов, тыловых и передовых шлейфов, а также завершением своего развития на пионерской стадии палеоэкологической сукцессии.

Карбонатные массивы, вскрытые скважинами в разрезе нижней перми ТП НГБ, с использованием не вполне строгой терминологии, были названы скелетными и микробильными холмами, чтобы подчеркнуть доминирующую “скелетную” или “микробильную” составляющую слагающих их известняков. Но, следуя строго принятой



**Рис. 4.** Макро- и микроскопическая характеристика известняков нижнего и верхнего склона. а – обломок мшанки, б – обломок членика криноидеи, в – обрывок *Tubiphytes*; I – положение образца на керне, II – граница между литотипами.

классификации [James, Bourque, 1992], названные микробиальными холмами более соотносятся с понятием илового холма, в котором преобладают микробиальные разности. Ведущая роль в образовании таких холмов отводится микробной деятельности; кроме того, известковый ил для них может быть принесен из внешних источников и локализован гидродинамически.

Микробиальные холмы отличались от скелетных медленным ростом и слабой механической связью между скелетными организмами, особенно посмертной. Из-за этого они не могли противостоять сильным волновым движениям воды, но хорошо улавливали мелкодисперсный материал, который выполнял промежутки между организмами. Следовательно, формирование микробиальных холмов могло происходить только в условиях низкой энергии водной среды, существенно ниже глубин волновой абразии морского дна.

Существование и развитие скелетных холмов, представляющих собой на момент роста сложные экосистемы, во многом зависело от количества

производимого ими не только каркаса, но и карбонатного осадка. На скорость формирования скелетных холмов, их геометрию и длительность существования основное влияние оказывали три фактора: динамика водной среды, скорость роста колонии и количество осаждаемого материала.

Как известно, любая каркасная постройка отражает неустойчивое равновесие между: 1) ростом вверх известьсекретирующих организмов; 2) постоянным разрушением каркаса под воздействием приливных волн, штормов, ураганов, а также в результате биологической эрозии; 3) интенсивным образованием осадков внутри постройки быстро развивающимися прикрепленными бентосными организмами; 4) масштабом цементации, определяемой биологическими и неорганическими процессами.

Таким образом, существование скелетных построек контролируется не только устойчивостью каркасов, но и способностью экосистемы освобождаться от осадка. Предполагается, что наиболее губительны для рифовых биоценозов процес-

сы заиления, причем существенное количество ила могут создавать сами каркасообразователи: значительная часть ила попадает в колонию фильтрующих организмов через поток фильтруемой взвеси, из которой органическая часть усваивается организмом, а минеральная выбрасывается им наружу в виде фекальных pellets, оседающих вокруг мест обитания организмов [Заварзин, Рожнов, 2011].

Ввиду своих генетических особенностей, микробиальные и скелетные холмы способны расти в различных по батиметрии, а значит и по гидродинамической активности, зонах (рис. 5). Первые – на склоне относительно глубоководной впадины, вторые – на топографически выраженных поднятиях с течениями и волнениями, вымывающими осадок из постройки, однако не приводящими к ее разрушению.

#### *Карбонатные отмели*

Фашии карбонатных отмелей, сложенные ассоциациями зернистых и зернисто-микритовых известняков, наиболее характерны для нижнего аселя. Широкое распространение здесь имеют полидетритовые и криноидно-мшанковые литотипы со спаритовым, либо микритовым цементом. Содержание микрита напрямую зависит от обстановок осадконакопления и, в частности, от гидродинамики. Так, в мелководных областях, располагавшихся в зоне волновой активности, иловый материал вымывался из осадка и межзерновое пространство впоследствии заполнялось спаритовым цементом. Повышенные содержания микрита в большинстве случаев указывают на увеличение глубины в точке наблюдения.

Отложения карбонатных отмелей укрепляли дно палеобассейна, формируя устойчивый субстрат, который в дальнейшем служил базисом для развития бентосных сообществ и роста органо-генных построек.

#### *Относительно глубоководная впадина*

К фашиальному комплексу относительно глубоководной впадины отнесена толща парагенетически взаимосвязанных темно- и коричнево-серых неявно пятнисто-комковатых аргиллитов, с линзами и слойками неравномерно глинистых серых и коричневатого-серых криноидных, криноидно-мшанковых и полидетритовых известняков с прослоями кремнистых известняков и спонголитов.

Аргиллиты сложены микро- и тонкочешуйчатым глинистым веществом с примесью микротонкозернистого кальцита, обломков кварца песчаной и алевритовой размерности (3–5%), с тонко рассеянным неопределимым шламом, с единичными обломками раковин брахиопод, контуры

которых подчеркиваются локальной пиритизацией.

Микритовым и биокластово-микритовым известнякам свойственны слабовыраженные линзовидно-волнистослоистые текстуры, слабая глинистость (до 2%), небольшая примесь кварцевых зерен алевритовой фракции. Слоистость обеспечена главным образом неравномерным распределением биокластового материала, имеющего явно аллохтонное происхождение, о чем свидетельствует плохая сохранность органических остатков. Вероятно, он периодически выносился с “карбонатной фабрики”, расположенной на мелководье, и захоронялся вместе с глинистыми и известковыми илами.

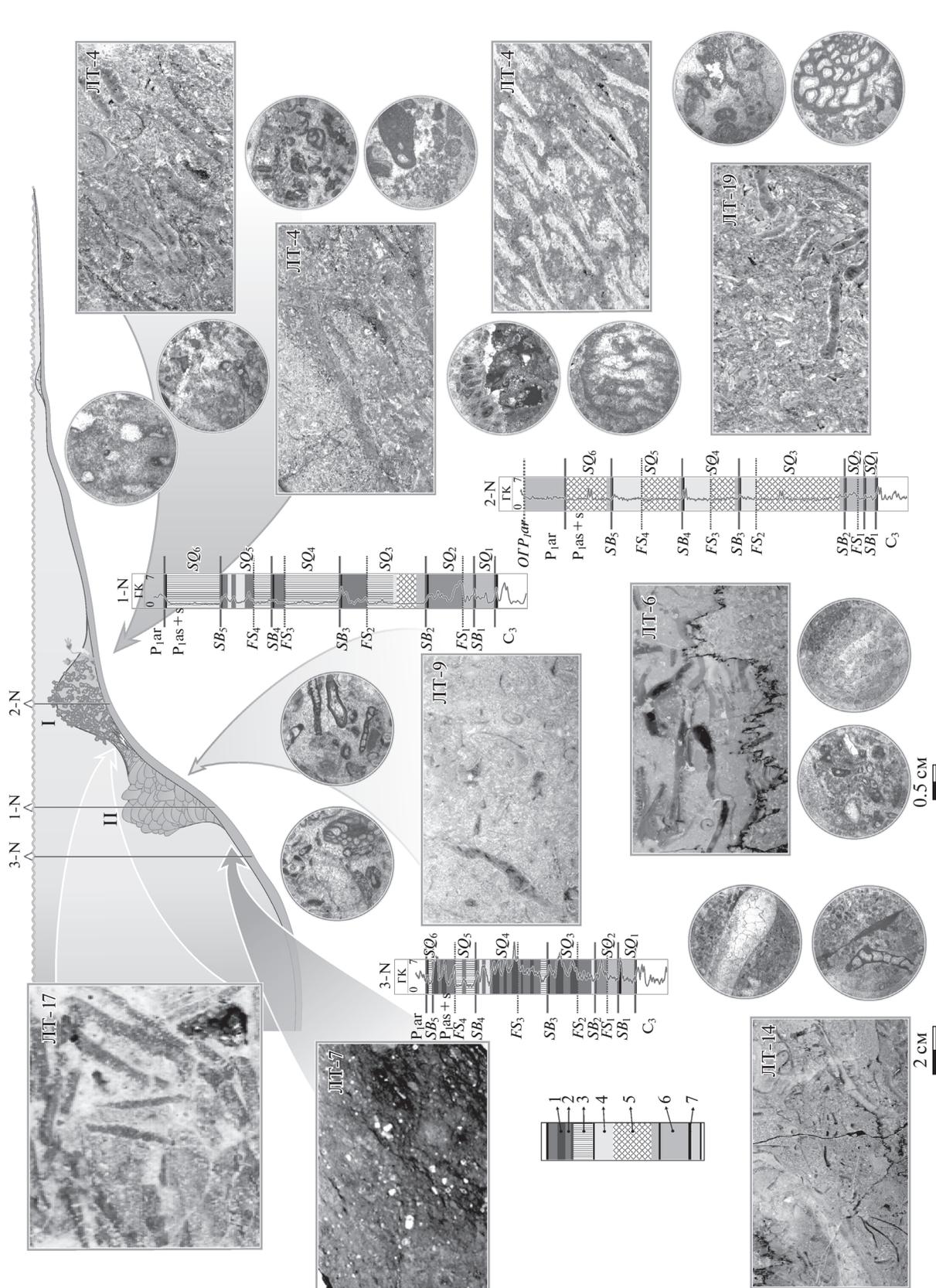
Для биокластовых известняков этого фашиального комплекса отмечается существенное сокращение таксономического разнообразия органических остатков по сравнению с фашиями построек и карбонатных отмелей, причиной чему, вероятно, являлись неблагоприятные для морских организмов условия периодического заиления акватории.

Фашиальный комплекс относительно глубоководной впадины по преобладающим литотипам, по доле среди них скелетных и микробиальных каркасов, а также по содержанию глинистого и кремнистого материала, был подразделен на фашии верхнего и нижнего склона и подножия.

### ЦИКЛИЧНОСТЬ РАННЕПЕРМСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Одним из важнейших элементов прогноза свойств природных резервуаров на всех этапах их изучения является разработка модели эволюции осадконакопления, отображенного в структуре иерархически соподчиненных секвенций.

Основные принципы секвенс-стратиграфии применимы ко всем осадочным системам, однако в формировании карбонатных секвенций, помимо внешних факторов, существенную роль играют законы, управляющие продуцированием, распределением и накоплением карбонатного материала в морском бассейне, не зависящие от привноса осадков извне. Зачастую потенциал роста карбонатной системы предопределяет не только архитектуру секвенции, но и возможность ее реализации и отображения в осадочной летописи. Поэтому детальный седиментационный анализ является наиболее эффективным способом выявления основных механизмов, определяющих архитектуру карбонатных секвенций. Для последних далеко не всегда изменения относительного уровня моря (ОУМ) провоцируют формирование системных трактов, как это имеет место быть в обломочных секвенциях. Альтернативным механизмом вертикальной и латеральной



**Рис. 5.** Принципиальная седиментационная модель нижнепермских отложений. I – скелетный холм, II – микробиальный холм; фаши в разрезе скважин: 1 – относительно глубоководная впадина, 2 – нижний склон, 3 – микробиальный холм, 4 – верхний склон, 5 – скелетный холм, 6 – карбонатная отмель, 7 – субаэральная экспозиция.

смены фаций может служить, например, неравномерное по объемам и скорости образование и накопление карбонатного материала.

Сеймостратиграфический анализ, широко используемый в “классической” секвенс-стратиграфии, имеет достаточно ограниченное применение для карбонатных разрезов, особенно в прикладном направлении – для прогноза структуры и свойств резервуаров, способных содержать УВ флюид. За распределение материала внутри этих резервуаров “отвечают” секвенции главным образом III–IV порядка, в которых изменения относительного уровня моря представлены не значительными затоплениями (а именно они наиболее контрастно отображаются в сейсмической записи), а вариациями мелководных фаций. Это связано с тем, что короткопериодные эвстатические повышения уровня моря имеют в основном слишком малую амплитуду, чтобы погрузить карбонатную систему на значительную глубину. Установлено, что в карбонатных системах подъемы уровня моря даже третьего порядка, как правило, слишком слабые, чтобы вызвать затопление [Schlager, 2002]. И напротив, затопление карбонатной системы может быть и не связано с ростом уровня моря, поскольку небольшие скорости подъема относительного уровня моря могут сопровождаться затоплением, если карбонатобразование было редуцировано стрессовыми для биологической системы событиями. Эти особенности формирования карбонатных толщ усложняют использование сейсмических данных, поскольку основные хронозначимые события не проявлены резкими изменениями физических свойств пород, как это имеет место быть в терригенных секвенциях. В волновом сейсмическом поле, как правило, отображаются лишь элементы секвенций I–II порядка, состоящие из напластования целого ряда самостоятельных резервуаров, с характерными для каждого внутренними особенностями распределения фаций, а значит, и коллекторов.

Тем не менее, во многих научных публикациях приводятся примеры использования сеймостратиграфического анализа для диагностики элементов карбонатных секвенций. Однако все авторы указывают на неоднозначность решений такой задачи [Schlager, 1992; Handford, 1995]. В этой ситуации основной секвенс-стратиграфический анализ становится седиментационное моделирование, в котором, конечно, используются и сейсмические данные.

С точки зрения седиментационной цикличности и в терминологии секвенс-стратиграфии нижнепермский комплекс ТП НГБ относится к секвенции III порядка, время образования которой исчисляется 18 млн лет. Границы ее сформировались в результате крупнейших падений ОУМ,

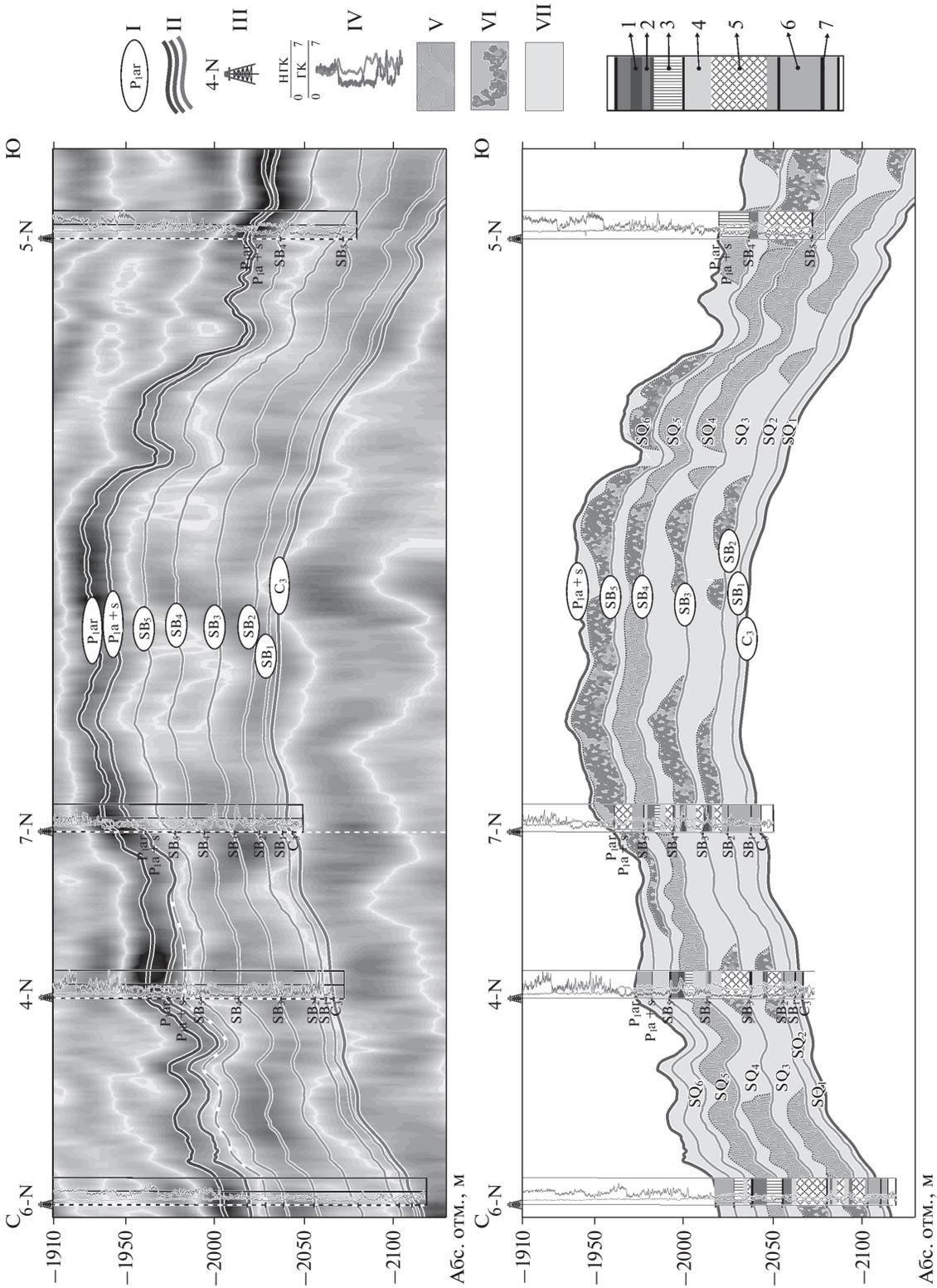
пришедшихся на окончание гжельского и вторую половину артинского веков. Максимальное повышение уровня моря в цикле датируется концом ассельского–началом сакмарского веков, вследствие чего ассельские осадки слагают трансгрессивный (TST), а сакмарско-нижнеартинские – тракт высокого стояния уровня моря (HST) секвенции, сложенные, в свою очередь, иерархически соподчиненными секвенциями более низкого порядка [Малышева, Жемчугова, 1998; Жемчугова, 1998, 2002 и др.]. В архитектуре каждой из этих секвенций отражены соответственно фазы падения, подъема и стабилизации ОУМ.

Используя концептуальную базу секвенс-стратиграфического метода, изучаемая толща была разделена на осадочные секвенции (SQ), каждый элемент которых состоит из набора закономерно сменяющихся в разрезе фаций и литотипов и маркирует общее направление развития морского бассейна. Всего было выделено 6 секвенций, среди которых в SQ1 и SQ2 важную роль играют фации карбонатных отмелей, а разрез секвенций SQ3–SQ6 в значительной степени слагают фации скелетных и микробиальных холмов (рис. 6).

#### *Элементы секвенций*

Падение ОУМ (форсированная регрессия) провоцирует быстрое осушение акватории и вывод накопившихся ранее отложений на дневную поверхность в субаэральные условия. Замедление темпов его падения и начало подъема практически не оказывает влияния на положение береговой линии. Этому времени отвечает формирование границ секвенций (sequence boundary, SB), выраженных субаэральной экспозицией. Следует отметить, что многократные, но недолгие перерывы в осадконакоплении в раннепермскую эпоху определили низкую фаціальную контрастность пограничных отложений, особенно в разрезах карбонатных построек, где этот перерыв фиксируется по присутствию слабо выраженной поверхности “твердого дна”, либо маломощного прослоя тонкослоистых глин с включениями кварцевых зерен песчаной и(или) алевроитовой размерности.

Закарстованные поверхности в изученных разрезах практически не встречены. Возможно, это связано с тем, что тип субаэральной экспозиции определяется по керну, а последним охарактеризованы главным образом разрезы карбонатных построек. При выводе их на поверхность происходит активное растворение карбонатных минералов метеорными водами, обогащенными CO<sub>2</sub>. Это приводит к переходу значительной части CaCO<sub>3</sub> в растворенное состояние и последующе-



**Рис. 6.** Отображение в сейсмическом волновом поле выделенных секвенций, содержащих постройки скелетного и микробального типов [Эпов, Жемчугова, 2019].  
 I – индексы отражающих горизонтов и границ секвенций, II – отражающие горизонты, III – скважины, IV – кривые ГИС, V – микробальный холм, VI – скелетный холм, VII – отложения, не содержащие карбонатных известняков; фации в разрезах скважин: 1 – относительно глубоководная впадина, 2 – нижний склон, 3 – микробальный холм, 4 – верхний склон, 5 – скелетный холм, 6 – карбонатная отмель, 7 – субаэральная экспозиция.

му выпадению его в виде кальцитового цемента. Ранняя литификация карбонатного материала препятствует его физической эрозии, но факт осушения постройки фиксируется “субаэральным твердым дном”.

Быстрое повышение ОУМ отражается в структуре карбонатной секвенции несколькими типами последовательностей.

Трансгрессивный системный тракт (TST) в разрезах карбонатных отmelей сложен, как правило, проградационной последовательностью осадков, которая означает, что объем образованного (и принесенного) карбонатного материала был больше, чем объем приращиваемого за счет повышения ОУМ пространства аккомодации.

На карбонатных постройках формируется агградационная последовательность, означающая, что производство карбонатов на них “шло в ногу” с ростом уровня моря. Таким способом смогли вырасти достаточно высокие холмы, состоящие из нескольких фациальных ассоциаций, имеющие стабильную архитектуру на протяжении всего этапа развития.

В идеализированном виде разрез TST скелетного холма представлен в нижней части преимущественно биокластовыми известняками с пелитоморфным и спаритовым цементом; иногда среди них встречаются пелоидно-полидетритовые разности. В составе зернистого компонента преобладают обломки мшанок, членики криноидей, фузулиниды; в отдельных прослоях отмечается обилие *Tubiphytes*; встречаются цианобактериальные желваки. Вероятно, эти отложения отвечают начальной стадии развития холма, когда на топографически выраженном поднятии заселяются первые поселенцы, основной задачей которых является укрепление мягкого субстрата на дне морского бассейна. Дальнейшая колонизация этого, по сути, еще не “построечного”, участка осуществляется *Palaeoaplysina*, филлоидными водорослями, колониями *Tubiphytes*, микробальными сообществами. Они и выступают каркасостроителями в скелетном холме; помимо них на постройке накапливается большое количество биокластового осадка, представленного полидетритовым материалом.

В росте микробальных холмов во время быстрого повышения ОУМ также проявляется этапность, отражающая экологическую преемственность. Их формирование начиналось с накопления микрит-биокластовых и микритовых известняков, сменяющихся вверх по разрезу цианобактериально-водорослевыми, микробальными, филлоидно-водорослевыми известняками и разнообразными биоцементолитами.

В разрезах отложений относительно глубоко-водной впадины TST слагает ретроградационная последовательность осадков, четко фиксируемая по закономерному сокращению среди них содержания биокластовых и, напротив, росту микритовых и глинистых разностей известняков. Эта последовательность свидетельствует о растущей глубине акватории, вызванной нехваткой осадочного материала для компенсации пространства аккомодации. По мере усиления “седиментационного голода”, вызванного продолжавшимся повышением ОУМ, в осадках увеличивается кремнистая составляющая, появляются кальцисферы, кремнистые спиккулы губок, планктонные фораминиферы.

Поверхности максимального затопления в карбонатных секвенциях нижней перми проводятся достаточно условно, поскольку в разрезах скважин фиксируется лишь смена мелководных фаций более глубоководными, зачастую не связанная с ростом уровня моря и обусловленная этим трансгрессией. Эта смена лишь фиксирует резкое снижение продуктивности карбонатной системы, вызванную, например, увеличением привноса в морскую воду глинистой примеси. Тем самым разделение секвенций на тракты в таких условиях практически невозможно. И хотя поверхности максимального затопления в керне (да и в поведении каротажных кривых) фиксируются достаточно контрастно, далеко не всегда они отражают синхронные события в различных по батиметрии участках акватории.

Особенности развития нижнепермских отложений существенно влияли на структуру и свойства связанных с ними резервуаров нефти и газа. Пустотное пространство нижнепермских карбонатов, как правило, полигенно и включает в себя поры и поровые системы нескольких генераций. Это объясняется продолжительной и сложной постседиментационной историей развития отложений, испытавших неоднократные, зачастую разнонаправленные, воздействия различных процессов. Для формирования емкостного пространства основными среди них являлись выщелачивание и трещинообразование.

Анализ значений пористости и проницаемости указывает на взаимосвязь между этими параметрами и генетическими особенностями отложений. Отчетливо прослеживается доминирование по коллекторским свойствам фации скелетных холмов, каркасные известняки которых обладают высокими коэффициентами пористости (свыше 20–30%) и проницаемости (до нескольких Дарси). Как правило, с ними ассоциируется каверново-поровый тип коллекторов.

Фации микробиальных построек существенно менее пористые; для них коэффициенты открытой пористости не превышают 3–5%. Однако слагающие их известняки (и в первую очередь, биоцементолиты) обладают значительной проницаемостью за счет широчайшего развития микротрещин, и к ним приурочены главным образом коллекторы трещинного типа.

Зернистые известняки фации карбонатной отмели характеризуются наличием порового пространства межзернового типа и могут выступать в роли высокочемких коллекторов. Их общая пористость нередко превышает 10–20%, а проницаемость измеряется сотнями миллидарси. С повышением содержания микритового материала коллекторский потенциал отложений неуклонно снижается. Так, фации верхнего и нижнего склона имеют достаточно низкие показатели пористости и проницаемости, а отложения относительно глубоководной впадины, в которых микрит является основным породообразующим компонентом, вовсе не содержат коллекторов.

Таким образом, нижнепермские резервуары состоят из нескольких полигенных построек, как правило, формирующих сложную флюидодинамически связанную систему. Отдельные прослои высокочемких коллекторов в них чередуются со слабопроницаемыми разностями, и спрогнозировать распределение эффективных толщин и свойств подобных резервуаров невозможно без литофациальной модели их строения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ геолого-геофизической информации и детальные литофациальные исследования позволили выяснить генезис осадочных образований, охарактеризовать особенности их распространения в разрезах и на исследуемой площади и разработать седиментационную модель для нижнепермских отложений.

Анализ пространственно-временных взаимоотношений выделенных фаций послужил основой для реконструкции механизмов накопления карбонатного материала в раннепермское время и оценки влияния обусловленных ими процессов на образование генетически разнородных осадочных тел.

Выделены два типа карбонатных построек: скелетные и микробиальные холмы, сформированные различными бентосными палеосообществами. Эти холмы сложены различающимися по структуре карбонатными породами, что привело к различным свойствам и типами приуроченных к ним коллекторов.

Формирование скелетных и микробиальных холмов в ходе раннепермского осадконакопления было связано с начальными этапами фаз быстрого подъема относительного уровня моря. Эти карбонатные постройки приурочены к трансгрессивным системным трактам, а их эволюция в пространстве и во времени определялась морфологией дна морского бассейна и эвстатическими изменениями уровня моря.

Каждому элементу секвенции, состоящему из закономерно сменяющихся в разрезе фаций и литотипов и отражающему общее направление развития морского бассейна, свойственны свои “алгоритмы” поведения пластов-коллекторов и их фильтрационно-емкостные характеристики, обусловленные фациальной природой осадков. Это определяет возможность использования результатов седиментационного моделирования для прогноза структуры и свойств поисковых объектов в нижнепермских отложениях ТП НГБ и обоснованного планирования работ по дальнейшему геолого-геофизическому изучению и разбуриванию территории.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И.* Эволюция рифообразования и биогенных каркасов в палеозое северо-востока Европейской платформы // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 5. С. 10–13.
- Антошкина А.И., Пономаренко Е.С.* Биоиндуцированная крустификация как реакция позднекаменноугольно-раннепермских рифовых экосистем на изменения биосферы // Становление скелета у различных групп организмов и биоминерализация в истории Земли. Серия “Гео-биологические системы в прошлом”. М.: ПИН РАН, 2014. С. 44–62.
- Богацкий В.И., Жемчугова В.А.* Система рифогенных образований Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность // Наследие А.Я. Кремса в трудах ухтинских геологов / Отв. ред. О.С. Кочетков и др. Сыктывкар, 1992. С. 97–114.
- Важенин Г.В., Иоффе Г.А.* Закономерности распространения органогенных построек в нижнепермском карбонатном комплексе Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в Тимано-Печорской провинции. Л.: ВНИГРИ, 1986. 154 с.
- Галкина Л.В., Галкин А.И.* Возможности локального прогноза нефтегазоносности каменноугольно-пермских отложений в северной части тимано-печорской провинции (на примере денисовского прогиба) // Геология и нефтегазоносность севера европейской части СССР / Под ред. Ю.А. Россихина. Тюмень, Архангельск: ПГО “Архангельскгеология”, 1990. С. 104–110.

- Жемчугова В.А.* Верхний палеозой Печорского бассейна. Сыктывкар: Коми республиканское изд-во, 1998. 160 с.
- Жемчугова В.А.* Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна. М.: Изд-во Московского государственного горного университета, 2002. 243 с.
- Жемчугова В.А.* Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М: ООО “ЕАГЕ Геомодель”, 2014. 232 с.
- Заварзин Г.А., Рожнов С.В.* Рифы в эволюции геобиологических систем. Постановка проблемы // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы / Под ред. С.В. Рожнова. М.: ПИН РАН, 2011. С. 4–25.
- Изучение и анализ ресурсной базы углеводородного сырья на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Сыктывкар: Коми научный центр, 2005. 138 с.
- Кузнецов В.Г.* Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
- Лютюев В.П., Антошкина А.И., Пономаренко Е.С.* Парамагнитные маркеры стадийности отложения карбонатов палеоаплизиновых биоцементолитов // Рифы и карбонатные псефитолиты // Материалы Всеросс. литологического совещания / Отв. ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2010. С. 205–207.
- Мальшева Е.О., Жемчугова В.А., Майдль Т.В. и др.* Региональные несогласия и хроностратиграфия палеозойских отложений Печорского бассейна // Геология горючих ископаемых европейского севера России // Труды Института геологии Коми научного центра УрО РАН / Под ред. Н.П. Юшкина. Сыктывкар: КНЦ УРО РАН, 1998. С. 37–43.
- Пономаренко Е.С.* Литолого-палеоэкологическая характеристика нижнепермской органогенной постройки Розы Кырта Изпыредский, Северный Урал // Литосфера. 2011. № 3. С. 50–63.
- Эволюционный тренд палеозойской рифовой экосистемы как отражение эволюции геобиологических систем на примере севера Урала / Отв. ред. А.И. Антошкина, Е.С. Пономаренко, Н.Н. Рябинкина и др. // Программы фундаментальных исследований Российской академии наук. Отчетная серия РАН, Уральское отделение, Коми научный центр, Институт геологии. № 2(83). Сыктывкар: Геопринт, 2010. 43 с.
- Эпов К.А., Жемчугова В.А.* Количественный учет априорной геологической информации при сейсмической инверсии: пример практического применения в карбонатных отложениях // Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки: “ГеоЕвразия 2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии” (4–7 февраля 2019 г., Москва). Тверь: ООО ПолиПРЕСС, 2019. С. 28–48.
- Ahlborn M., Stemmerik L., Kalsto T.K.* 3D seismic analysis of karstified interbedded carbonates and evaporites, Lower Permian Gipsdalen Group, Loppa High, southwestern Barents Sea // *Mar. Pet. Geol.* 2014 V. 56. P. 16–33.
- Chuvashov B.I.* The main types of carbonate rocks of the Kungurian evaporite basin of the Urals // *The English Zechstein and Related Topics / Eds G.M. Harwood, D.B. Smith // Geol. Soc. Spec. Public.* 1986. V. 22. P. 225–232.
- Chuvashov B.I., Crasquin-Soleau S.* Paleogeography and paleotectonic of the jointing area between the Eastern European Basin and the Tethys Basin during Late Carboniferous (Moscovian) and Early Permian (Asselian and Artinskian) // *Peri-Tethys Memoir 5: New data on Peri-Tethyan sedimentary basins / Eds É. Barrier, S. Crasquin-Soleau // Mémoires du Muséum national d’Histoire naturelle, Paris.* 2000. V. 182. P. 203–238.
- Colpaert A., Pickard N., Mienert J. et al.* 3D seismic analysis of an Upper Palaeozoic carbonate succession of the Eastern Finnmark Platform area, Norwegian Barents Sea // *Sediment. Geol.* 2007. V. 197. P. 79–98.
- Ehrenberg S.N., Nielsen E.B., Svana T.A., Stemmerik L.* Depositional evolution of the Finnmark carbonate platform, Barents Sea: results from wells 7128/6-1 and 7128/4-1 // *Norsk Geologisk Tidsskrif.* 1998. V. 78. P. 185–224.
- Elvebakk G., Hunt D.W., Stemmerik L.* From isolated buildups to buildup mosaics: 3D seismic sheds new light on upper Carboniferous–Permian fault controlled carbonate buildups, Norwegian Barents Sea // *Sediment. Geol.* 2002. V. 152(1). P. 7–17.
- Grama Y.* The analysis of Russian Oil and Gas Reserves // *International Journal of Energy Economics and Policy.* 2012. V. 2. № 2. P. 82–91.
- Handford C.R.* Basal lap patterns and the recognition of low-stand exposure and drowning a Mississippian ramp example and its seismic signature // *J. Sed. Res. Section A, Sedimentary petrology and processes: an international journal of SEPM (Society for Sedimentary Geology).* 1995. V. 65. P. 323–337.
- James N.P., Bourque P.A.* Reefs and mounds // *Facies Models. Response to Sea Level Change / Eds R.G. Walker, N.P. James.* Ottawa: Geological Association of Canada, 1992. P. 323–347.
- Larssen G.B., Elvebakk G., Henrliksen S.E. et al.* Upper Palaeozoic lithostratigraphy of the Southern Norwegian Barents Sea. // *Bulletin Norges Geologiske Undersokelse.* 2005. V. 444. P. 1–45.
- Rafaelsen B., Elvebakk G., Anderssen K. et al.* From detached to attached carbonate buildup complexes — 3D seismic data from the upper Palaeozoic, Finnmark Platform, southwestern Barents Sea // *Sediment. Geol.* 2008. V. 206(1). P. 17–32.
- Schlager W.* Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Carbonate Rocks. Amsterdam, Netherlands: Vrije Universiteit, Earth and Life Sciences, 2002. 146 p.
- Schlager W.* Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Reefs and Carbonate Platforms: a short course. Tulsa, Okla: American Association of Petroleum Geologists, 1992. 71 p.
- Zhemchugova V., Shamell S.* Carboniferous-Lower Permian sequences of the Northeast Russian platform // *International Geology Review.* 1994. V. 36(1). P. 15–23.

## Lower Permian Carbonate Buildups of the Timan-Pechora Basin Northern Part as the Main Hydrocarbon Exploration Object

V. A. Zhemchugova<sup>1, #</sup>, N. V. Evdokimov<sup>2, ##</sup>, J. Poort<sup>3, ###</sup>, G. G. Akhmanov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Fossil Fuels, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

<sup>2</sup>*“Special Geophysical Data Systems”, Leninskiy avenue, 113/1, Park Place, office E-322, Moscow, 117198 Russia*

<sup>3</sup>*Sorbonne University, CNRS, Institute of Earth Sciences of Paris, IStEP, Paris, France*

<sup>#</sup>*e-mail: zem@gds.ru*

<sup>##</sup>*e-mail: nik.evdokimov@mail.ru*

<sup>###</sup>*e-mail: jeffrey.poort@sorbonne-universite.fr*

Organogenic buildups named as carbonate mounds are widely spread in the Lower Permian deposits within the northern part of the Timan-Pechora basin and are of great interest to the oil and gas industry as natural reservoirs of hydrocarbons. Their distribution and textural features were controlled by seabed morphology, sea level changes and specific palaeoecology of the Early Permian period. These buildups were not able to form large accumulative landforms that changed the hydrodynamics and the palaeogeography of sedimentary basins like classic reefs. The results of this study allowed us to divide the Lower Permian carbonate buildups into two types: skeleton mounds formed primarily by algae and *Palaeoaplysina* communities and microbial ones which were composed by microbial assemblages. The identification of these mounds at seismic data usually does not cause any difficulties. However, their texture, the peculiarities of reservoirs distribution, and variations of their properties are often not reflected in the characteristics of seismic waves due to limitations of the seismic survey resolution. The sedimentation modeling describes spatial and temporal relationships of the identified lithofacies which are characterized by different reservoir potential. The use of these results during the seismic interpretation increases the reliability of carbonate reservoirs properties forecasts significantly.

*Keywords:* Timan-Pechora basin, carbonate buildups, Lower Permian, microbial and skeleton mounds, reservoirs.