

той толщ соплесской свит) по керну представлена карбонатными, терригенными и карбонатно-терригенными породами. Среди карбонатных пород установлены известняки и мергели. Известняки представлены сгустковыми, тонкозернистыми, мелкозернистыми и обломочными разновидностями. Мергели черные, алевритистые с детритом брахиопод и водорослями. Среди терригенных пород установлены алевро-песчаники светло-серые с обломками карбонатных и глинистых пород (10 %), с редкими онколитами, сферами, водорослями, неясно-лоистые. Смешанные глинисто-карбонатно-терригенные породы светло-серые, с обломками карбонатных и глинистых пород, с единичными органическими остатками, пиритизированные, неслоистые, пористые.

Литолого-стратиграфические исследования, анализ ритмичности строения верхнефранского подъяруса позволили восстановить условия образования отложений терригенно-карбонатного массива на Западно-Соплесском месторождении. Формирование его происходило в донской этап развития бассейна седиментации, в пределах палеоподнятия, подвергающееся абразии при медленном опускании, и существовавшего в зоне доманикоидной впадины. На стадии дифференцированных опусканий (франский век) Западно-Соплесское палеоподнятия испытывало медленное погружение. При опускании острова до уровня моря его поверхность покрывалась обломками, галькой, песком, при достижении отметок -10 м — мелководными карбонатными образованиями и песком, при опускании ниже -20 м постройка покрывалась глинистым илом. Над участками склонов поднятий формировались в трансгрессивные отрезки донского этапа битуминозно-кремнисто-карбонатные илы, в регрессивные — глинистые илы.

#### Литература

1. Пармузина Л. В. Строение, условия образования и нефтегазоносность верхнедевонских отложений северной части Среднепечорского поперечного поднятия и южной части Печоро-Кожвинского мегавала. СПб.: Недра, 2004. 80 с.

## ВЫЯВЛЕНИЕ КРУПНЫХ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ РИФОГЕННЫХ ПОСТРОЕК В ПРЕДУРАЛЬСКОМ КРАЕВОМ ПРОГИБЕ

Е. Л. Петренко

ТП НИЦ нефтегаз, Ухта

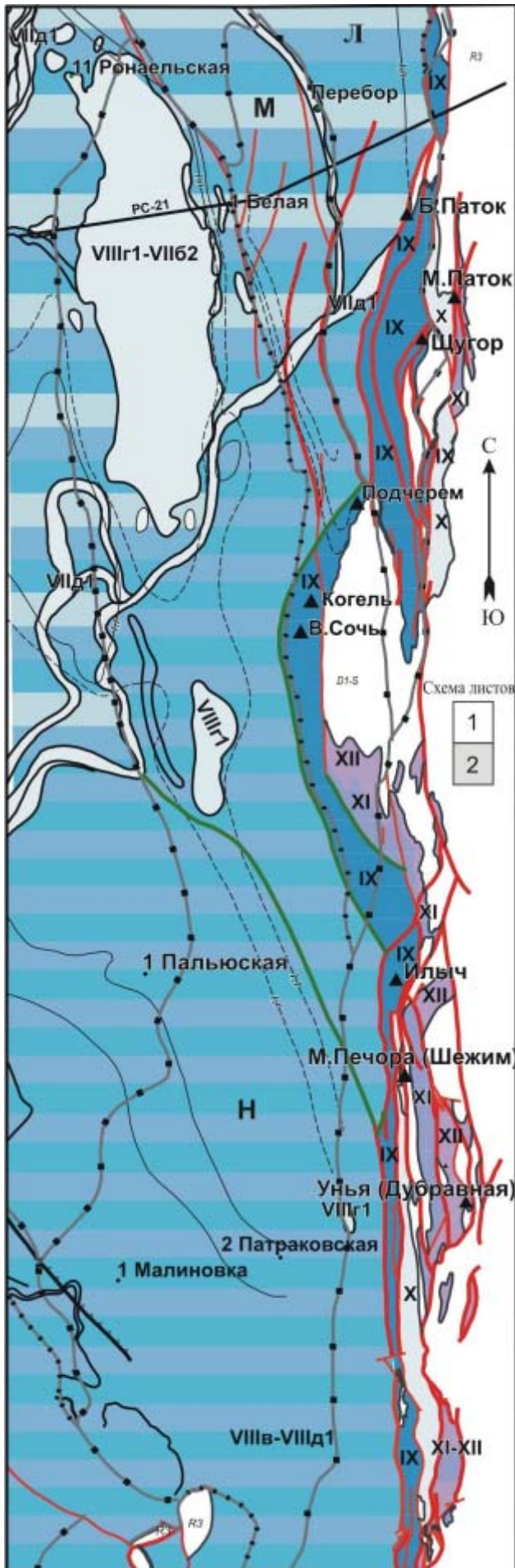
Доманиково-турнейский комплекс содержит различные типы рифогенных построек — барьерные, одиночные органогенные постройки (ОП) и биогермы краевого поднятия. Они залегают от выходов под четвертичные осадки до глубин 450—1400 м, достигая 2700—3700 м, при мощности 250—1000 м. С запада на восток выделяются 3 фациальные зоны: платформенная (VII—VIII), елецкая окраинно-платформенная закрытого карбонатного шельфа с краевым поднятием (IX—X) и лемвинская батинальная сланцевая зона внешнего шельфа и континентального склона (XI—XII) (см. рисунок).

В платформенной зоне происходила последовательная смена во времени и пространстве мелководношельфовых глинисто-карбонатных фаций (VIIб, в) через барьерно-рифовые (VIIд<sub>1</sub>) на некомпенсированные умеренно-глубоководные глинисто-кремнисто-битуминозно-карбонатные фации (VIIIв<sub>2</sub>) с одиночными ОП на участках мелкоморья (VIIIг<sub>1</sub>) и фациями карбонатно-терригенных толщ заполнения (VIIIд<sub>2</sub>) в предрифовых зонах. Елецкая зона делится на 3 типа разрезов: депрессионно-мелководношельфовый (*сыннинский* доломито-известняковый), депрессионный (*вангырский* известняковый с аргиллитами и кремнями) и мелководный краевого поднятия (*патовский* доломито-известняковый, рифогенный). Они отличаются от платформенных повышенной мощностью (в 2—5 раз больше), выдержанностью по простиранию и резким изменением фаций вкрест простирания, чистотой карбонатных пород на мелководье и загрязненностью терригенной примесью во впадинах, компенсированным характером даже депрессионных осадков [1]. Первые два типа — это склоновые внутришельфовые осадки с подводно-оползевыми текстурами (р. Вангыр, урочище Орловка-Подчерем, Кожим, мощностью от 20 до 220 м). В обнажениях рр. М. Паток, Дубравная встречены переходные фации от типично доманикоидных к мелководно-терригенно-карбонатным. *Патовский* тип разреза (от 170—250 до 600—1000 м) имеет много общего с сыннинским, отличается большим развитием рифогенных пород, переслаивающихся с мелководношельфовыми — оолитовыми, лито-биокластовыми, сферово-комковато-узурчатыми, кальцисферово-криноидными и комковатыми известняками и доломитами, а также с лагунными — микробиально-водорослевыми, строматопорово-амфипоровыми, амфипоровыми карбонатами).

Биогермы сложены в узкой полосе их развития в обнажениях по рр. Лек-Елец, Б. Надота и др. известняками биогермно- водорослево-строматопоровыми с ру-







Литолого-фациальная карта верхнедевонских отложений Предуральского краевого прогиба (лист 2).

гозами, сферово-сгустково-комковато-узурчатыми с редкими скоплениями оолитов, брекчированными, мелкопсевдообломочными известково-доломитовыми породам с бедной фауной, вторичными доломитами. На западном крыле горы Енганэ-Пэ встречены шаровидные водоросли со строматопоратами и двустворками, а в обн. Аяч-Яга — пласты фаменских «бахромчатых», органогенно-строматопоровых, мелко-обломочных и оолитовых известняков с ветвистыми строматопоратами. На юге (против устья р. Б. Шежим, южном склоне Большепатокской седловины), а также севере (обн. Гусиная и Бельковская) встречены известняки органогенно-обломочные с пластами оолитовых и строматопорато-водорослевых, гравелитовых и кораллово-строматопоровых разностей с обильными инкрустациями, мощностью до 280—310 м. На Юньяхинской площади нижняя часть биогерма сложена преимущественно строматолитовыми (сферово-пелитоморфно-водорослевыми, мелкокомковато-сгустково-водорослевыми) известняками ячеисто-узурчато перекристаллизованными с пятнами доломитов и сульфатов, с редкими скоплениями оолитов, детритом брахиопод, остракод, обломками оолитовых и сферово-оолитово-пелитоморфных известняков, а верхняя часть — сферово-оолитовыми, сгустково-сферолито-оолитовыми и оолитовыми известняками в спаритовом цементе с небольшими скоплениями био-литокластов, прослоями строматолитовых и сферово-сгустково-комковатых разностей с редкими онколитами. Сформированы биогермы в условиях частых колебаний уровня моря и медленного погружения территории. Наличие мощных толщ оолитовых известняков (карбонатных песков, дюн), местами с обилием брахиопод и ругоз, пластов гравелитов, брекчий и доломитов свидетельствует о резких перепадах гидродинамической энергии от слабой до штормовой. Брекчии содержат фаменскую фауну, цемент — нижнетурнейскую. Елецко-позднефаменские барьерные рифы сложены известняками строматопорато-сферово-фораминиферово-сгустково-водорослевыми, узурчатыми, с пластами оолитовых, строматолитовых и органогенно-обломочных разностей, доломитизированных. ОП и атоллы (с внутриатолловыми лагунами, зона VIПг<sub>2</sub>) сложены органогенно-обломочным материалом, «агломентированным» водорослями.

Рифостроителями являются строматопораты, различные водоросли (багряные, синезеленые, ренальцисовые, реже красные), крупные гастроподы, кораллы, пеллециподы, редко криноидеи, брахиоподы, остракоды, амфипоры, однокамерные фораминиферы. Литотипами франских биогермов являются преимущественно биогермно-водорослево-строматопоратные, кораллово-строматопорато-водорослевые известняки с моллюсками, доломиты замещения. В фаменских биогермах литотипами являются преимущественно строматопорато-водорослевые, сферово-сгустково-фораминиферово-водорослевые, сферово-сгустково-оолитовые, мелкообломочные и строматолитовые известняки с прослоями характерных пятнисто-псевдообломочных известняково-доломитов. Фаменские постройки имеют черты биостромов — «иловых холмов», сформированных на склонах глубоко погруженных впадин (до 500 м и более).



Елецко-фаменские барьерные рифы установлены в Верхнепечорской и Косью-Роговской впадинах, Среднепечорском поперечном поднятии (Козлаюская, Вуктыльская, Бергантымыльская, Еджид-Кыртинская, Переборская и др. пл.), скв. 1—Рифовая. Биогермы краевого поднятия выявлены в обнажениях по рр. Аяч-Яга, Лек-Елец (гора Енгане-пэ), Б. Надота (гора Олыся), Б. Паток, Щугор, Подчерем, Шежим-Илыч, М. Печора (Б. Шежим), мощностью до 700—1000 м, с видимой мощностью 400 м (обн. Шернадейта), шириной — около 100 м. Рифогенные постройки выделены, по данным сейсморазведки, в Коротайхинской (крупная Одиндокская) и Косью-Роговской впадинах, Воркутском поперечном поднятии (региональные профили РС 04, 13, 15, 17), мощностью до 250—1000 м, а также прогнозируются в поднадвиговых зонах гряды Чернышева и Урала, Большесынинской впадине, восточнее Печорокожвинской площади и др. Для вскрытия их как вместилищ возможных УВ необходима постановка геологоразведочных работ.

#### Литература

1. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 204 с.

## БИОТИЧЕСКИЙ И БАСЕЙНОВЫЙ КОНТРОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ РИФОВ: ПРИМЕРЫ ИЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

П. Ю. Петров

ГИН РАН, Москва; petrov@ginras.ru

В геологической летописи верхнего протерозоя известны многочисленные примеры морфологически разнообразных строматолитовых построек с синоптическим рельефом от нескольких до многих десятков метров [1]. Наиболее крупные из них представляют собой четко обособленные бассейновые структуры, которые по размерам, морфологии и основным чертам фациальной организации сходны с крупнейшими рифами фанерозоя. В отличие от последних, каркас протерозойских рифов образуют различные морфотипы строматолитов — структур, формировавшихся в результате жизнедеятельности микробных сообществ. При этом, основываясь на актуалистических данных, нередко считается, что рост таких строматолитов происходил главным образом в результате улавливания и связывания микробными матами транзитного тонкозернистого карбонатного материала [2]. Очевидно что, с помощью подобного механизма «избирательного адгезионного налипания» легко объяснить формирование отдельных строматолитов, но весьма сложно объяснить появление крупных строматолитовых тел с резко выраженным многометровым прижизненным рельефом. Такие тела не могли появиться без участия значительных масс карбонатного вещества, образовавшегося в пределах областей их роста. Более того, модели морфогенеза протерозойских строматолитов [3], анализ их микроструктур [4] и, косвенно, фациальный анализ строматолит-содержащих рифейских отложений [5] свидетельствуют в пользу микробного осаждения, по крайней мере, основной массы первичного карбоната непосредственно внутри растущих микробных сообществ. Высказанные положения, а также факторы, которые могли контролировать распределение зон активной карбонатогенерации в протерозойских бассейнах, рассмотрим на примере разновозрастных отложений рифея Сибирской платформы.

Верхнерифейские (900—850 млн лет) толщи Туруханского поднятия включают разнообразные строматолитовые тела, наиболее крупные из которых сосредоточены в отложениях буровой [5] и шорихинской [6] свит и приурочены к обстановкам дистально погружавшихся рампов. Наибольшего внимания заслуживает крупнейший из известных в Евразии рифовый массив свиты буровой [5], сходный по размерам и синоптическому рельефу с гигантскими одновозрастными раннепротерозойскими (1080—800 млн лет) рифами Канады [1].

Массив свиты буровой, мощностью до 580 м, шириной 15—20 км и протяженностью более 40 км, заложенный вдоль кромки конседиментационного уступа в период высокоамплитудного подъема уровня моря, представлял барьернорамповый тип рифа с субвертикальным склоном бассейновой экспозиции и перепадом глубин до 100 м [5]. Основную часть массива слагали крупные (высотой в десятки и протяженностью в сотни метров) сближенные купола пластовых строматолитов, иногда разделенные узкими колодцеобразными промежутками, которые постепенно заполнялись тонкозернистыми карбонатными илами с единичными горизонтами стромакластов. Поверхности куполов осложнены узкими гротами и сериями горизонтально растущих столбчатых строматолитов. Во внешней краевой зоне рифа располагался быстро растущий мелководный барьерный пояс, резко обрывающийся в сторону бассейна передовым рифовым склоном. Подчиненную роль в строении массива играли крупные биогермы столбчатых строматолитов *Baicalia* и *Tungussia*. Все строматолитовые постройки обладают единой микроструктурой *Baicalia lasega*, представляющей инкрустированные чехлы цианобактерий LPP-типа [4]. Такой состав и фаціальное строение рифовый массив сохранял на протяжении почти всего своего развития, которое было прервано обмелением, при этом рельеф рампа был частично сглажен мелководными глинисто-карбонатными осадками.

Во время своего формирования рифовый массив окружали тонкозернистые, конденсированные, обогащенные органическим веществом карбонатные илы, отложенные с мористой стороны в обстановках внешней мелководной предрифовой бассейновой равнины и в сравнительно мелководных обстановках внутреннего зарифового бассейна с противоположной. Заполнение околорифового пространства мелкозернистыми карбонатными, а в верхней части глинисто-карбонатными отложениями произошло, очевидно, на наиболее поздней стадии развития массива. При этом прилегающие к массиву осадки несут многочисленные следы оползневых и обвальных процессов. Характерной особенностью при рифовых фациях является полное отсутствие кластического материала, несмотря на то, что поверхность массива все время находилась в зоне постоянного волнения. Такой феномен объясняется экстремально ранней прижизненной литификацией строматолит-формирующих микробных сообществ, что также отразилось в уникальной карбонатной форме сохранности самих микроорганизмов.

Гораздо менее выразительные, но хорошо заметные в рельефе и на профиле бассейна строматолитовые тела приурочены к отложениям нижней части шорихинской свиты, залегающей местами на кровле погребенного рифового массива Буровой [6]. Эти тела формировались на раннем этапе трансгрессивной системы в пределах сравнительно более пологого рампа, унаследованного от структуры платформы Буровой и составляли пояс строматолитовых рифов, вытянутый вдоль краевой части дистально погружавшегося рампа. Мягко выраженный в структуре рампа краевой перегиб был сформирован в результате уплотнения нижележащих глинисто-карбонатных илистых осадков, нивелирующих с мористой стороны заметный остаточный рифогенный рельеф

платформы Буровой. Рифовый пояс, сформированный в зоне постоянного волнения, исполнял роль барьера и был отделен резкими фаціальными границами от преимущественно илистых фаций как глубоководной бассейновой, так и защищенной мелководной внутренней зон рампа. В последней строматолиты слагали лишь периодически возникавшие низкорельефные биогермы и биостромы среди мелкозернистых карбонатных осадков. Рифовые тела, мощностью до 60 м и общим синоптическим рельефом, вероятно, около 10 м, составляли крупные (до 5 м высотой) биогермы *Baicalia* и *Tungussia* с микрит-образующей структурой *gaга*, окруженные шламовыми калькаренидами — продуктами разрушения строматолитовых наслоений. Наиболее интенсивно растущие биогермы в нижней части рифовых тел имеют значительный (до 3 м) синоптический рельеф.

В ходе последующего постепенного уменьшения градиента погружения шорихинской платформы, рифовые тела сменились биостромами характерных форм *Minjaria uralica*. Крупные серии таких биостромов составляли протяженные (первые километры) полого-купольные структуры с хорошо выраженным топографическим рельефом.

Нижнерифейские (1580—1500 млн лет) карбонатные толщи Прианабарья содержат специфический комплекс строматолитов, которые составляют тела с заметным рельефом в отложениях нижнекотуйканской подсвиты. Нижнекотуйканский бассейн, отложения которого вскрыты на расстоянии более 200 км, представлял собой обширный (около 500 км) обрамленный карбонатный шельф. В его пределах в условиях частых эвстатических колебаний уровня моря накапливались ритмические глинисто-карбонатные осадки, заключающие горизонты крупных (высотой 5—15 м) сближенных биогермов *Kussiella kussiensis*. Синоптический рельеф этих построек, формировавшихся в периоды подъема уровня моря, локально достигал 4 м. Рост биогермов происходил в гидродинамически активной среде в обстановках от сублиторали до активного базиса штормовых волн. Окружающие биогермы отложения представлены крупнообломочными интракластитами, залегающими у основания построек и отложенными синхронно с ростом нижних биогермных ярусов. Вышеележащие отложения представлены аргиллитами и мергелями, которые заполняли межбиогермный рельеф на последующей стадии максимального подъема уровня моря.

В краевой зоне нижнекотуйканского шельфа вся циклично построенная глинисто-карбонатная последовательность шельфовых отложений, мощностью 250 м, резко сменяется однородной, примерно равной по мощности толщей гигантских биогермов крайне мелководных строматолитовых фаций *Colonnella*. Далее в сторону открытого бассейна эти фации резко сменяются мелкозернистыми карбонатными отложениями с многочисленными слоями флейкстоунов, затем однородными толщами мергелей, представляющих собственно бассейновые фации. Если амплитуда колебаний уровня нижнекотуйканского моря составляла, по крайней мере, первые десятки метров, то очевидно заключить, что рельеф такого же порядка существовал между поверхностью обрамляющей шельф краевой зоны





и осадочной поверхностью шельфа на моменты его максимального затопления.

Таким образом, рассмотренные примеры показывают, что зоны активной карбонатогенерации в протерозойских бассейнах располагались в областях наиболее резко выраженных переходов между бассейновыми и платформенными обстановками. Такие зоны отвечали своеобразным геохимическим барьерам с максимальным потенциалом карбонатоосаждения. Чем более узкими и более контрастными были барьерные зоны, тем выше была там скорость роста и скорость ранней литификации строматолитов. Это приводило к резкому прекращению поступления обломочного материала из этих зон в соседние зоны бассейна, увеличению синоптического рельефа биогермов и формированию крупных рифовых сооружений.

#### Литература

1. Turner E. C., Narbonne G. M., James N. P. Framework composition of Early Neoproterozoic calcimicrobial reefs and associated microbiolites, MacKenzie Mountains, N. W. T., Canada // *J. Sed. Res.*, 2000. V. 67. № 3. P. 437—450.
2. Grotzinger J. P., Knoll A. H. Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary mileposts or environmental dipsticks? // *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 1999. V. 27. P. 313—358.
3. Batchelor M. T., Burne R. V., Henry B. I., Jackson M. J. A case for biotic morphogenesis of coniform stromatolites // *Physica*, 2006. A 337. P. 319—326.
4. Баранова Д. В., Петров П. Ю. Организмы — рифостроители в докембрии: анализ двух верхнерифейских структур строматолитов из свиты буровой Туруханского поднятия Сибири. // Доклады РАН, 2000. Т. 374. № 4. С. 798—802.
5. Petrov P. Yu., Semikhatov M. A. Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Precambrian Research*, 2001. V. 111. Iss. 1—4. P. 257—281.
6. Петров П. Ю., Семихатов М. А. Закономерности развития рифейских карбонатных платформ: шорихинская свита Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2009. Т. 17, № 5, С. 1—18.

## ГЕНЕЗИС «ЧЕРВЯЧКОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ» В НИЖНЕПЕРМСКОЙ ОРГАНОГЕННОЙ ПОСТРОЙКЕ ПИСАНЫЙ КАМЕНЬ НА Р. УНЬЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Е. С. Пономаренко<sup>1</sup>, Р. М. Иванова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *itn-pro@mail.ru*

<sup>2</sup>ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; *ivanovarm@igg.uran.ru*

Нижепермская органогенная постройка Писаний Камень на р. Унья благодаря работе А. И. Равикович [6] долгое время оставалась наиболее полно изученной рифогенной структурой на западном склоне Северного Урала. Согласно этой публикации, в строении постройки в основном принимали участие палеоаплизини и мшанки, редкие водоросли, которые обычно ассоциируются с мшанками [6, стр. 62]. Биогермные породы имеют крустификационный цемент. Палеоаплизини, слагающие основную часть постройки, «... часто изгибаются... и четко выделяются на фоне белых известняков. В связи с этим создается прихотливый рисунок, напоминающие иероглифы, за что эти скалы получили название Писаных камней» [6, стр. 63]. Н. В. Калашников и З. П. Михайлова [3] рассматривая стратиграфию верхнекаменноугольно-ассельских отложений отмечают в разрезе Писаний Камень палеоаплизини известняки с инкрустационной структурой, где «...на отмытой водой поверхности хорошо видно сложение известняков, образованных пластинами палеоаплизин, напоминающее «письмена», за что скала получила название Камня Писаного...» [3, стр. 63].

А. Н. Сандула [7], изучая строение Писаного Камня, выделяет пачку мощностью 40 м «гидрактиноидных» сильно инкрустированных известняков, вскрытых в основной скале, обрывающейся в воду (рис. 1). «Пачка представляет собой массивное тело, практически полностью сложенное тонкими (не более 2—3 мм) разнообразно изогнутыми пластинками, на отмытой поверхности образующие рисунок из мелких «червячков» [7, стр. 146]. Из-за сильной перекристаллизованности пород весьма затруднительна идентификация организмов — пластинчатых образований. Поэтому эти известняки были названы гидрактиноидными условно (рис. 2, А).

А. И. Антошкина [1] рассматривая эволюцию рифообразования и биогенных каркасов палеозоя северо-востока Европейской платформы использует термин биоцементная каркасная структура для верхнекаменноугольно-нижепермских скелетных холмов, а для пород — термин «биоцементолит» [2], в которых маленькие или тонкие организмы служат субстратом для твердых цементных корок из биологически индуцированного кальцита.



Рис. 1. Фрагмент нижнепермской органогенной постройки Писаный Камень: основной выход с «червячковыми» известняками (пачка 3 по: Сандула, 2005)

Таким образом, «червячковые» инкрустированные известняки, по сути, являются биоцементолитами, в которых тонкие пластинчатые тонкие организмы, определяемые исследователями как палеоаплизины были запечатаны в биологически индуцированный цемент. На данный момент среди палеоаплизин выделены два палеоэкоотипа [5]: толстопластинчатый и тонкопластинчатый. Но, если первый палеоэкоотип характерен для мелководных условий (например, стадия деструкции[4]), то тонкопластинчатый палеоэкоотип характерен для более глубоководных обстановок, преимущественно с иловой седиментацией. Следовательно, тонкие «червячки» толщиной 2—3 мм [7] теоретически не могут быть тонкопластинчатыми палеоаплизинами.

Полевые исследования 2009 г. позволили выявить широкое развитие «червячковых» биоцементолитов. Эти известняки слагают не только мощную пачку (пачка 3 по Сандула [7]) основной скалы обнажения, но также довольно часто выделяются по всему разрезу, слагая участки (от 0.1 до 0.7 м) и слои (от 1 до 4 м). «Червячки» обильны в биоцементолитах, реже отмечаются в известняках микробиальных. Последние, обычно, слагают отдельные участки в биоцементолитах или обособляются в виде отдельных слоев до 2—3 м мощностью. Макроскопически «червячки» выглядят как разнообразно изогнутые пластины до 2—3 мм толщиной и до 5—6 см длиной (рис. 2, А). По пластинам наблюдается развитие зонального крустификационного цемента (рис. 2, Б). Толщина отдельных зон до 0.7—1 мм, крустификационных корок — 0.5—1.2 см, редко — более. Микроскопически — выделяются как участки, заполненные спаритом. На отдельных участках, Однако наблюдается поверхностная кальцитизация слоевищ зеленых водорослей *Anchicodium sp.*, гораздо реже —

*Eugenophyllum sp.* и *Epimastopora piae* Blug. На водоросли нарастают единичны нити цианобактерий *Girvanella sp.* и мелкие фораминиферы *Tolypammia*, *Glomospira*, *Palaeonubecularia*, *Syzrania*, *Globivalvulina*, *Tubertina*, *Ammodiscus*, *Tetrataxis*, мелкие текстулярии и проблематичные *Tubiphytes obscures* Masl. Инкрустация мелкими фораминиферами часто отмечается также на крустификационных корках. Фузулиноиды *Schubertella sp.*, *Eoschubertella sp.*, *Triticites sp.* встречаются в межкаркасных участках с микробиальными пеллоидами и отбломками филоидных водорослей. Сохранность зеленых водорослей в биоцементолитах плохая, более хорошо обызвествленные фрагменты талломов отмечаются в известняках микробиальных, но они большей частью обломаны. В последнем случае на зеленых водорослях также иногда наблюдаются крустификационные оторочки.

В результате установлено, что «червячковые» биоцементолиты были образованы зелеными филоидными водорослями *Anchicodium* и реже *Eugenophyllum*. По данным Джонсона [8] колонии анхикодий «...начинают свой рост как корковые массы, из которых развиваются прямые или почти прямые цилиндрические слоевища. Слоевища могут быть ветвистыми или... округлыми, неправильно сжатыми» [8]. Следовательно, подобные структуры являются биоцементолитами филоидно-водорослевыми.

Таким образом, органогенная постройка Писаный Камень сложена филоидно-водорослевыми биоцементолитами, которые подразделяются на несколько типов (рис. 2, А):

I тип характеризуется темно-серым крустификационным цементом и тонкими и мелкими водорослями. Цвет цемента обусловлен повышенным содержанием пе-



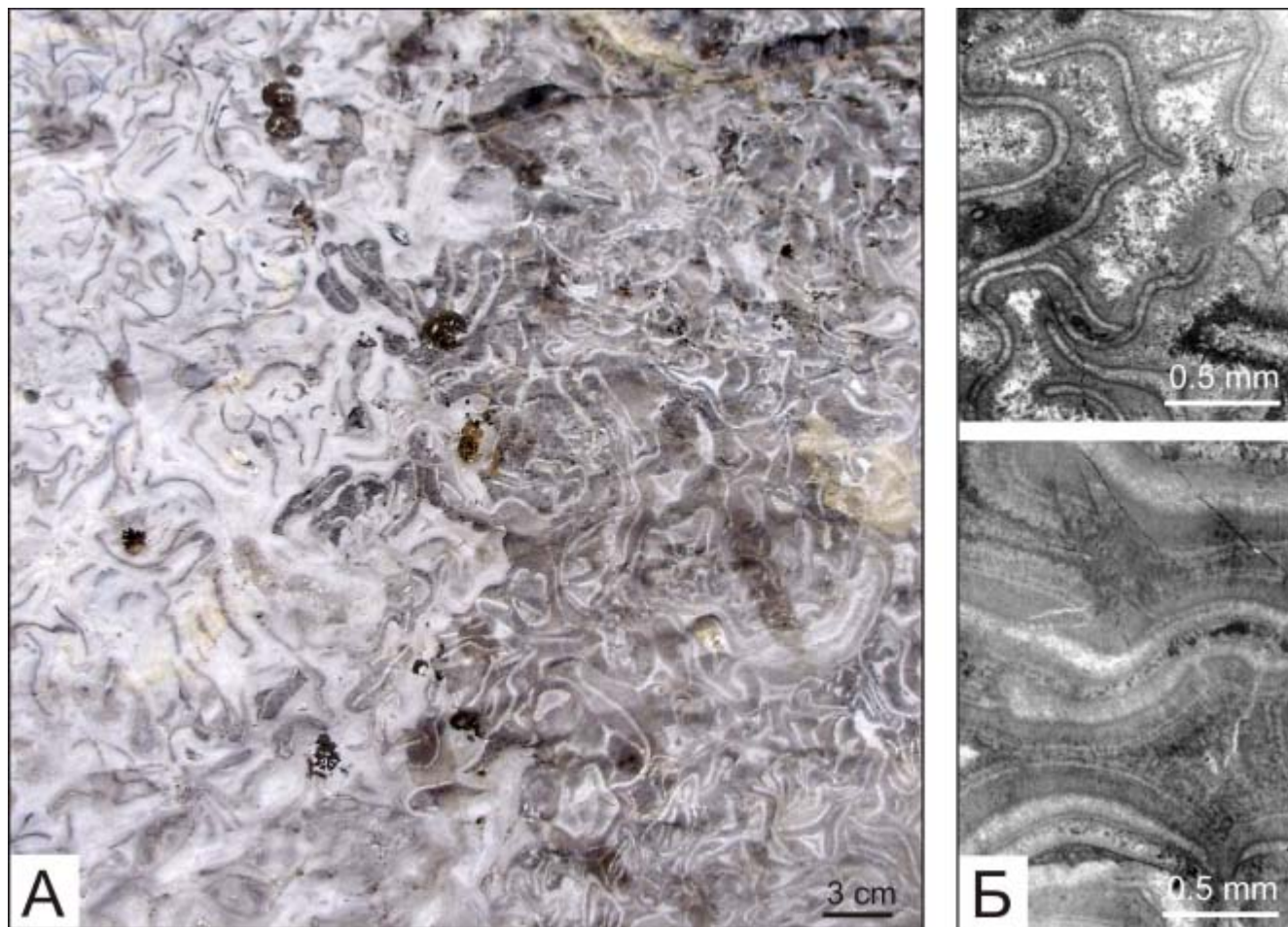


Рис. 2. А – биоцементолиты филлоидно-водорослевые «червячковые». Общий вид. II тип слева, I тип – справа. Б – Фотографии шлифов биоцементолитов филлоидно-водорослевых «червячковых». I тип – сверху, II тип – снизу

литоморфного материала, находящегося как между отдельными крустификационными зонами, так и часто между игольчатыми кристаллами кальцита в пределах одной зоны.

II тип характеризуется светло-серым крустификационным цементом, где пелитоморфный материал наблюдается лишь между крустификационными зонами. Водоросли здесь имеют более крупные размеры и толщину.

III тип филлоидно-водорослевых биоцементолитов характеризуется наиболее мощными крустификационными корками. Цемент зональный, но между зонами не наблюдается пелитоморфного материала. Водоросли здесь также наиболее крупные и наиболее массивные. На границе со II типом обычно наблюдаются фрагменты тонких водорослей.

Три типа филлоидно-водорослевых биоцементолитов отражают обстановки от тиховодных сред (тип I) до довольно гидродинамически активных (тип III). Следовательно, толщина талломов зеленых водорослей также является реакцией на активность морских вод. Так, например, в основном выходе разреза Писаный Камень (пачка 3 по Сандула [7]) выделяется 4 цикла смены тиховодных обстановок к активноводным средам и обратно. Причем, наиболее спокойноводные обстановки характерны для нижней части пачки, а более активноводные — для верхней.

Исследования проводились в рамках программы Президиума РАН 15/2, №09-П-5-1008.

#### Литература

1. Антошкина А. И. Эволюция рифообразования и биогенных каркасов в палеозое северо-востока Европейской платформы // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2008. № 5. С. 10–13.
2. Антошкина А. И. Биоцементолиты — важный компонент органогенных построек позднего карбона-ранней перми (на примере севера Урала) // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ: Мат-лы II Всероссийской конференции. Казань: КГУ, 2009. С. 42–43.
3. Калашников Н. В., Михайлова З. П. К стратиграфии верхнего карбона р. Уньи // Геология Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971. С. 61–65 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 14).
4. Пономаренко Е. С. Стадии развития ассельской органогенной постройки на реке Унья // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 17-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 203–206.
5. Пономаренко Е. С. Палеоэкологические особенности *Palaeoaplysina* Krotov в верхнекаменноугольно-нижнепермских отложениях Северного Урала // Геологи XXI века: Материалы X Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов. Саратов, 2009. С. 13–15.
6. Равикович А. И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне Верхней Печоры (р. Унья) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31. Вып. 2. С. 37–59.
7. Сандула А. Н. Нижнепермский рифогенный массив «Писаный Камень» (р. Унья, Северный Урал) // Геология рифов: Мат-лы Международного совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145–147.
8. Johnson J. H. Lime-secreting algae from the Pennsylvanian and ermin of Kansas // Bull. Geol. Soc. Amer., 1946. Vol. 57. N 12, pt.1.



# РИФЕЙСКИЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ – НОВЫЙ ОБЪЕКТ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

О. В. Постникова<sup>1</sup>, В. Г. Худорожков<sup>2</sup>,  
А. С. Рахматуллина<sup>1</sup>, Ю. А. Бокий<sup>1</sup>, И. С. Иванов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> РГУ нефти и газа, Москва; *olgapostnikova@yandex.ru, stikhiya88@mail.ru, boki\_yu@mail.ru, nagaybak@mail.ru*

<sup>2</sup> ООО «Газпром добыча Красноярск», Красноярск; *v.khudorozhkov@krasgazprom.ru*

Рифейские отложения в пределах Байкитской антеклизы и прилегающих территорий являются одним из основных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ, в них были открыты значительные запасы углеводородов на Юрубчено-Тохомском и Куюмбинском месторождениях.

Залежи углеводородов приурочены к карбонатным отложениям рифея, представленными преимущественно различными разновидностями строматолитовых доломитов. В связи с неоднозначностью палеонтологических данных, различной степенью денудации рифейских отложений, выходящих на предвендскую эрозионную поверхность, неполноту вскрытия скважинами, рифейский разрез трудно поддается стратификации и корреляции. Тем не менее, опираясь на наиболее полные разрезы Юрубчено-Тохомской зоны, можно с определённой долей уверенности утверждать, что здесь вскрываются стратиграфические аналоги сухопитской и тунгусикских серий верхнего рифея, отложения которых были подробно изучены в пределах Енисейского кряжа.

В палеогеографическом отношении карбонатные отложения рифея сводовой части Байкитской антеклизы формировались в условиях крайне мелководного тёплого морского бассейна, отличавшегося достаточно высокой щёлочностью, куда периодически происходил привнос терригенного материала, с расположенной севернее, гранитоидной островной суши. Породы, в основном, представлены горизонтально-тонкослоистыми, ламинитовыми строматолитовыми доломитами, в которых часты следы внутриформационных перерывов, фиксируемых в виде прослоев интракластовых, участками с примесью обломочного материала, доломитов. В их составе отмечается примесь магнетита. Первичное пустотное пространство, приуроченное к фенестрам цианобактериальных матов, практически полностью залечено вторичными кристаллами доломита и кальцита. Емкостное пространство пород-коллекторов обусловлено развитием зон горизонтальной трещиноватости, совпадает с поверхностями перерывов, к которым приурочена система горизонтальных стилолитовых швов и сопровождающих их пустот (рис. 1). Филь-

трацию флюидов обеспечивает система вертикальных тектонических трещин.

Образовавшиеся в результате интенсивного тектонического воздействия системы трещин, относящиеся к различным генерациям, характеризуются практически идентичной пространственной формой и ориентировкой – взаимно перпендикулярные прямые продолжительные. Следы залеченных субвертикальных тектонических трещин параллельны плоскостям по большей части открытых (стенки трещин ровные, без минерального выполнения) и, реже, частично минерализованных трещин более поздних генераций. Напряжения и деформации носили различный характер. Породы подвергались как сжатию, так и растяжению, о чем свидетельствует, в частности, наличие минерализация субвертикальных стилолитовых швов с характерной минерализацией. Субгоризонтальные стилолитовые швы развиты в разрезе рифея довольно широко (5–15 сутуро-стилолитовых зон на метр) и, в большинстве случаев, характеризуются наличием пустот с незаполненным внутренним пространством. Пространственное соотношение вышеописанных систем нарушений можно охарактеризовать как взаимно ортогональное, их гидродинамическая связь также не вызывает сомнений благодаря наличию множественных пересечений трещин и стилолитов в различных комбинациях. С точки зрения коллекторских свойств резервуара, можно сказать, что пустотное пространство, связанное системами крупных тектонических трещин и сутуро-стилолитовых зон в численном отношении не превышает первых процентов объема исследованных образцов пород, но может играть значительную роль в фильтрации флюида.

В керне скважин, пробуренных на склонах Байкитской антеклизы в рифейских отложениях, отмечаются существенно иные структурно-текстурные особенности, позволяющие прогнозировать характеристики более по-



Рис. 1. Взаимопересечения крупных секущих тектонических трещин и сутуро-стилолитовых швов; черным — трещины, белым — сутуро-стилолитовые швы

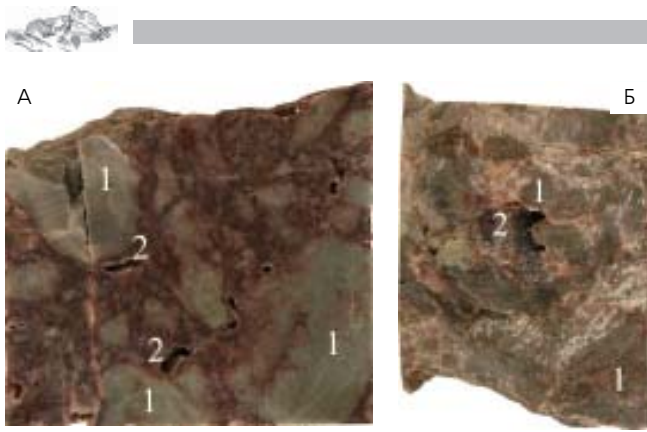


Рис. 2. Доломит желваковый, с брекчиевидной текстурой, скв. Платоновская—1, глубина: а — 2895.15; б — 2892.34. 1 — обломки строматолитов; 2 — каверны

груженной части шельфа рифейского моря, дно которого погружалось в сторону Палеоазиатского океана, омывавшего Сибирский кратон с запада и юга. В скважине Платоновская—1, расположенной на западном склоне Байкитской антеклизы, вскрытая мощность рифейских карбонатных отложений составляет 125 м. Верхняя часть разреза (46 м) сложена, в основном, строматолитовыми доломитами с биогермной текстурой, интенсивно кавернозными (рис. 2). Они образуют каркас породы с крупными внутрикаркасными пустотами, по которым развиваются пустоты выщелачивания. Они соединяются системой взаимно перпендикулярных, частично минерализованных трещин. В отдельных разностях отмечаются брекчиевидные текстуры, обусловленные наличием крупных, до 2—3 см, обломков строматолитового каркаса.

Биогермная часть имеет ряд особенностей. Например, строматолиты, слагающие её, либо желваковые, либо столбчатые, по первичным внутрикаркасным пустотам часто развиваются пустоты выщелачивания, повторяющие форму первичных пустот. Также развита пористость типа «птичьи глазки». Размер пустот — от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Наличие разрезов, сложенных породами с отчётливо выраженной биогермной структурой, может указывать на наличие зоны развития органогенных построек вдоль западного склона Байкитской антеклизы, приуроченных к относительно погружённой части мелководного шельфа рифейского палеобассейна. Слабая степень разрушенности территории не позволяет прогнозировать их морфологические характеристики. Однако опираясь на данные Е. М. Хабарова по органогенным постройкам джурской рифогенной формации Енисейского кряжа [1], можно говорить о возможных значительных масштабах биогермообразования на склонах Байкитской антеклизы.

Такой прогноз имеет достаточно большое значение для дальнейшего развития поисково-разведочных работ на нефть и газ в рифейских отложениях запада Сибирской платформы, так как прогнозируемая область развития биогермов может стать новой перспективной зоной нефтегазоаккумуляции, с принципиально иным типом рифейских карбонатных природных резервуаров.

#### Литература

1. *Хабаров Е. М.* Структура джурской рифогенной формации юго-восточной части Енисейского кряжа (верхний рифей) // Структурные особенности осадочных формаций. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 61—81.

## КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ НА ГАЙОТЕ ФЕДОРОВА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)

Т. А. Пунина<sup>1</sup>, М. Е. Мельников<sup>3</sup>, С. П. Плетнев<sup>2</sup>,  
Ю. Д. Захаров<sup>1</sup>, В. Д. Худик<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ДВГИ ДВО РАН, Владивосток; *pouna@mail.ru*

<sup>2</sup> ТОИ ДВО РАН, Владивосток

<sup>3</sup> ГНЦ «Южморгеология», Геленджик

В центральной части северо-западной Пацифики сосредоточено около 1000 подводных гор, протяженностью более 1300 км. Горы, получившие название Магеллановы горы, пока не имеют строго очерченных границ. Они вытянуты от зоны сочленения желобов Волканово и Марианского до горного массива Ита Май Тай на юге. По обе стороны от цепи Магеллановых гор расположены продольные впадины с глубинами 6000 м. Горы представляют собой гайоты с уплощенными и слегка выпуклыми вершинами, расположенными на глубине 1200—2000 м. В течение 2002—2009 г. г. ФГУГП ГНЦ «Южморгеология» организовал ряд морских экспедиций на НИС «Геленджик» для изучения геологического строения гайотов Магеллановых гор. В процессе выполнения комплексных геолого-геофизических работ (батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, подводное фотографирование, драгирование и мелкое бурение) был собран разнообразный фактический материал, в том числе палеонтологический (остатки микро и макрофаун), проведены большие палеонтологические и биостратиграфические исследования. В результате выделено шесть разновозрастных комплексов горных пород: раннемеловой, апт-туронский, сантон-маастрихтский, позднепалеоцен-эоценовый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый [1, 2]

Гайот Федорова, расположенный в восточной цепи Магеллановых гор, недалеко от Маршалловых островов, является наиболее изученным во всей западной части Тихого Океана. В плане гайот имеет дугообразную форму с двумя вершинами, вытянутую к юго-востоку. Его подножье хорошо очерчивается изобатой 5500 м. В ее пределах размер основания 110x66 км и 83x65 км. Вершинная поверхность расположена в интервале глубин от 1500 до 1750 м и полого наклонена под углами от 0.5° до 4°. Бровку вершины гайота окаймляет отмерший кольцевой риф. Склоны и вершины плато осложнены многочисленными вулканическими конусами, куполами, грядами, террасовидными ступенями. Диаметр основания куполов и конусов достигает 3 км.

Среди карбонатных пород, поднятых с глубин, обнаружены фораминиферовые, нанофораминиферовые, оолитовые, органогенно-обломочные, каркасные, цельнораковинные, детритовые известняки. Поверхность большинства известняков кавернозная, пропитанная



гидроокислами железа с каемочками фосфата. В этих известняках обнаружены многочисленные остатки ископаемых организмов — фораминиферы, криноидеи, моллюски, морские ежи, губки, кораллы, водоросли, единичные находки аммонитов. [1].

В результате исследования ископаемых остатков организмов удалось выяснить, что на гайоте Федорова в верхнем мелу образовывались настоящие рифовые постройки, в строении которых, отчетливо выделяются ранняя и зрелая стадии развития. На ранней стадии формировались фации банки, образованные рудистами (*Gyropleura*, *Biradiolites*) и другими двустворчатými (*Lopha*, *Gryphaea*, *Neithea*, *Corbula*, *Liopista*) и брюхоногими (*Aplocus*, *Ovactaeonella*, *Rostellaria*) моллюсками.

Судя по относительно хорошей степени сохранности остатков, их неокатанной форме, можно предположить, что все они не подвергались транспортировке и захоронились на месте своего обитания. Органогенная банка, очевидно, находилась на небольшой глубине, но не выходила в зону влияния вод. Зрелая стадия рифа характеризуются практически полным набором фаций, присутствующих в рифовых комплексах. Рифовые породы обладают большим текстурным разнообразием, высокой плотностью. Здесь обнаружены каркасные известняки, образованные кораллами, водорослями, губками. В строении ядра решающая роль принадлежит водорослям, губкам и кораллам. В этих фациях встречено большое разнообразие кораллов — *Thamnastraea xipei* (Felix), *Thamnasteria hiraigaensis* Eguchi, *multicolumnastrea cyathiformis* (Duncan), *Parasmilia* sp, *Cunolites* sp, *Actinastraea* sp. *Stylopsammia* sp, *Astrelia* sp, *Parasmilia* sp, *Placosmilia* sp, *Mesomorpha* sp. Рифостроящие организмы сформировали устойчивый каркас. Каркасные известняки широко развиты в пределах бровки, окаймляющей западную постройку гайота, также отмечены в верхней части северо-западного отрога и на поверхности седловины.

Лагунные фации представлены фораминиферовыми и оолитовыми разностями известняков. Комплекс органических остатков в них беднее и представлен в основном фораминиферами (*Astracolus*, *Lenticulina*), мелкими моллюсками ювенильной стадии развития. Встречаются одиночные мелкие кораллы *Sargophyllia*, *Trochocyathus*. Оолитовые известняки состоят из ооидов размером от 0.5 до 1.3 мм, в ядрах которых иногда находятся остатки организмов. Обычно это неопределимые раковины фораминифер, мелкие фрагменты раковин моллюсков и спикулы губок. Обнаружены типично оолитовые известняки, в которых само ядро оолита окружено концентрическими слоями кальцита. Часто в одном образце чередуются прослойки мелко- и крупнооолитовых известняков.

Органогенно-обломочные известняки состоят в основном из фрагментов колониальных организмов и скелетами моллюсков, иглокожих. В зависимости от размеров их можно подразделить на конгломерато-брекчиевые, детритовые и шламовые. Цельнораковинные из-

вестняки состоят преимущественно из целых скелетов организмов — гастропод *Anisomyon cassidarius* (Yokoyama), *Graphidula* cf. *Culbertsoni* (Meek et Hayden), *Rostellaria* sp. *Pseudogaleodea* sp. и двустворок из отряда *Rudistae* *Biradiolites* ex gr. *heberti* Toucas, фораминиферы *Schackoina multispinata* (Cushman et wickenden), *Globotruncana confusa* (Cushman), *Abathomphalus mayararoensis* (Bolli), *Patellina* sp, *Gavelinella* sp. раковины аммонитов *Zelandites* cf. *Varuna* (Fopbes) var. *japonica* Matsumotop, *Saghalimites* sp.

Кроме обнаружения рифовых фаций выделены трансгрессивные и регрессивные фазы в развитии гайотов. Трансгрессивные фазы определяются развитием планктонных организмов, регрессивные — мелководной бентосной фауной фораминифер, кораллами и моллюсками. В трансгрессивные фазы происходило преимущественное накопление пелагических известняков и эдафогенных брекчий с богатым содержанием остатков планктонных организмов. В регрессивные фазы, в основном формировались известняки мелководных фаций (рифогенные, органогенно-обломочные, моллюсковые, оолитовые), которые содержат раковины крупных бентосных фораминифер, моллюсков, иглокожих, водорослей, губки и кораллы.

На данном этапе исследования нами выделено четыре трансгрессивные (поздний альб-туронская, кампан-маастрихтская, позднепалеоцен-среднеэоценовая и позднемиоцен — плейстоценовая) и четыре регрессивные (аптская, коньяк-сантонская, раннепалеоценовая и позднеэоцен-среднемиоценовая) фазы.

Анализ позднемеловой бентосной фауны фораминифер (*Ticinella*, *Planomalina* и *Rotalipora*, *Globotruncana*, *Rugoglobigerina* и *Abathomphalus*) указывает, что во время трансгрессивных фаз над вершинами гайотов существовали условия верхней батии, и они же сохранялись в начале палеогена. Регрессию в это время могло вызвать либо активизация вулканоматматической деятельности (наращивание вулканической постройки), либо эвстатическое понижение уровня океана или возможна комбинация этих двух процессов. Однако существование достаточно глубоководных условий над вершинами гайотов в трансгрессивные фазы мела снижает возможную роль эвстатических колебаний, так как амплитуда их была значительно ниже.

#### Литература

1. Захаров Ю. Д., Плетнев С. П., Мельников М. Е., Пунина Т. А., Худик В. Д. Находки меловых белемнитов в Магеллановых горах Тихого океана и предварительные условия их обитания // Тихоокеанская геология, 2007. Том 26. № 1. С. 35—50.
2. Мельников М. Е., Плетнев С. П., Басов И. А., Пунина Т. А., Пуляева И. А., Седышева Т. Е., Худик В. Д., Хулапова Т. Н., Захаров Ю. Д. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий Океан) // Тихоокеанская геология, 2007, Т. 28, № 3. С. 34—41.



# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАННЕДЕВОНСКИХ ВОДОРΟΣЛЕВЫХ БИОГЕРМОВ

С. Т. Ремизова<sup>1</sup>, Д. Н. Ремизов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>РГПУ им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург,  
*stremizova@yandex.ru*

<sup>2</sup>ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, *dnr1957@yandex.ru*

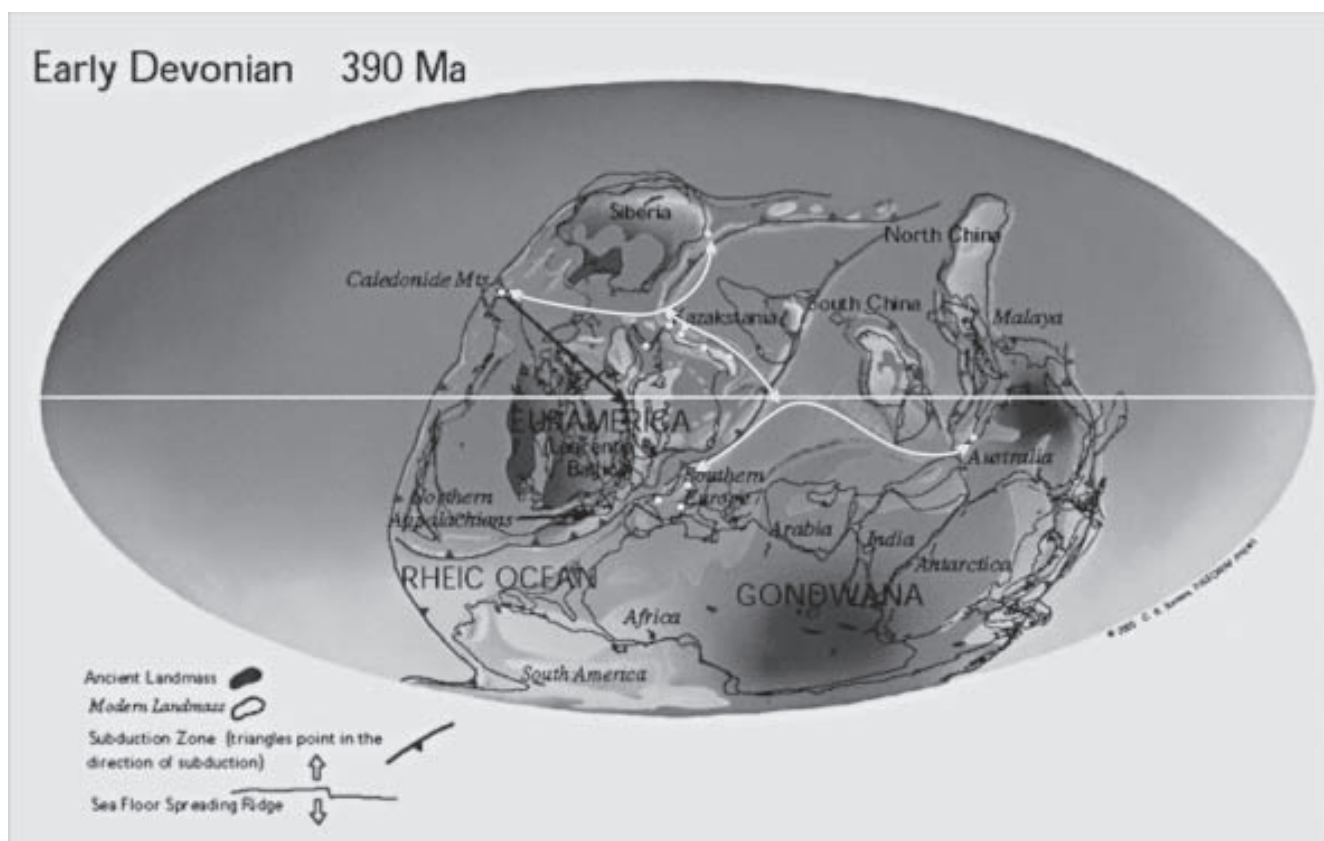
В процессе изучения геологического строения Войкарской зоны Полярного Урала изучена раннедевонская водорослевая постройка (р. Кевсоим) в вулканогенно-осадочном комплексе Малоуральской гряды. Это обстоятельство вызвало необходимость проанализировать геодинамическую приуроченность аналогичных построек для более достоверной реконструкции геологической истории Полярного Урала. Видовой состав водорослевого сообщества кевсоимского биогерма: *Lancicula alta* Maslov, *Lepidolancicula aff. crassa* Schirschova, *Praelitanaia cf. anirica* (Maslov), *Litanaia aff. mira* Maslov, *L. radiosa* Shuysky, *Circella duplicate* Schirschova, *Botrys sp.*, *Epimastopora sp.*, *Solenopora sp.*

Раннедевонскому этапу в развитии альгофлоры стали уделять внимание после работ В. П. Маслова [1] и В. П. Шуйского [2]. Устойчивый состав водорослевых сообществ и характерный облик доминирующих в них групп дают повод выделять особую «ланцикуловую аль-

гофлору» [3]. По основным составляющим компонентам эта водорослевая ассоциация может быть обозначена, как сообщество *Lancicula — Litanaia — Paralancicula*. Ланцикулиды занимают центральное место в этом сообществе, они распространены от лохкова до эйфеля, но максимального разнообразия достигают в пражском и эмском ярусах. Находки ланцикулид известны на Урале, Пай-Хое, Новой Земле, на Алтае и в Кузбассе, на Аляске, в южной Европе (Греция, Франция, Словения, Австрия) и в Австралии. Помимо изучения общего хода эволюции альгофлоры ланцикуловое водорослевое сообщество представляет интерес как один из важнейших компонентов в строении раннедевонских органогенных построек. В. П. Шуйский рассматривал цепь органогенных построек от Новой Земли вдоль всего Урала в качестве барьерного рифа, отмечая тождественность разновозрастных комплексов водорослей западного и восточного склонов Урала. Согласно господствовавшей на то время геосинклинальной концепции им рассматривалась палеогеографическая позиция рифогенных образований в неритовой области континентального шельфа миогеосинклинального прогиба [2].

В связи со сменой геологической парадигмы (геосинклинальной концепции на концепцию тектоники литосферных плит) вопрос о палеогеографическом размещении органогенных построек требует переосмысления.

Анализ геологической обстановки, особенностей размещения и вещественного состава вулканогенно-осадочного комплекса Полярного Урала, включающего органогенные водорослевые постройки, позволил сделать выводы об островодужных условиях их образования.



Установленные местонахождения ланцикуловой альгофлоры (точки) и возможные пути ее распространения (стрелки) (На основе палеогеодинамической реконструкции С. Scotese: <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/index.html>)



Геологическое строение Малоуральской островной дуги включает ряд крупных плутонических структурно-геологических тел, перекрытых осадочно-вулканогенными образованиями, слагающими увалистую гряду Малого Урала. В современном залегании вулканогенно-осадочный комплекс, по-видимому, является аллохтонном, надвинутым на Лагортинско-Кокпельский плутон [4]. Водорослевый биогерм располагался на склоне андезитового вулкана; временами перекрывался потоками обломочного материала, поступавшего со склона, однако затем возобновлял свой рост. Время существования Малоуральской островной дуги (не считая коллизионных процессов) оценивается порядка 30 млн. лет на протяжении раннего, среднего и начала позднего девона [5].

Водорослевые сообщества могут распространяться только посредством течений и, таким образом, являются хорошим индикатором принадлежности мест их обитания к единому бассейну. По-видимому, одна из первых палеогеодинамических реконструкций с учетом этих данных была предпринята после находки *Lancicula sergaensis* Shuysky на Аляске [6]. В этой связи представляется интересным рассмотреть некоторые события, происходившие в области распространения этих сообществ.

На Полярноуральской пассивной окраине в раннем девоне отмечается трахибазальт-трахириолитовый магматизм [7]. Тот же процесс фиксируется и вдоль всего Западного склона Урала. Вдоль южной стороны Балтики (Восточные Альпы, Австрия) в среднем палеозое существовала пассивная окраина, претерпевшая в силуэ деструкцию (щелочной вулканизм), отголоски которой ощущались и в эмсе [8]. Рифтогенная деструкция этой окраины могла быть связана с рассеянным спредингом в тылу островной дуги. Водорослевые биогермы обнаруживаются и на уральской и на южноевропейской пассивных окраинах.

Ранее, на основе анализа фузулинидовой фауны нами было показано, что в карбоне Урал, Новая земля, Шпицберген и Северная Америка принадлежали к единому Североевразийскому бассейну [9]. В девоне бассейн был более обширным (в позднем карбоне Уральский палеоокеан практически закрылся). Большинство палеогеодинамических реконструкций раннего девона помещают Евразию на экваторе (уральская сторона палеоконтинента располагалась севернее экватора, а альпийская — существенно южнее), а Сибирь и Казахстан к северу от него. Австралия находилась на восточном окончании палеоокеана и отделена от него микроконтинентами Южного Китая, Малайи и др. (см. рисунок). Последнее не очевидно, но ясно, что девонская островодужная система обрамляла уральскую сторону Евразии, а также Сибирь и Казахстан [9], отделяя их от Гондваны, в состав которой входила Австралия. Если

рассмотреть современные экваториальные течения, то можно отметить, что энзиматические островные дуги западной части Тихого Океана не являются для них препятствием. Напротив, дуги, заложенные на континентальном или субконтинентальном субстрате почти непреодолимы для трансокеанских течений, и в них формируется собственная система течений. Таким образом, энзиматические островные дуги Уральского (Азиатского) палеоокеана не препятствовали переносу водорослевых спор между Евразией и Австралией. Кроме того, следует ожидать находок образованных ланцикуловым сообществом биогермов в девонских отложениях северной Африки, Южного Китая, Казахстана и, возможно, в Северной Индии и на Аравийском полуострове.

#### Литература

1. Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 301 с. (Тр. Ин-та геологических наук. Вып. 160).
2. Шуйский В. П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. Москва: Наука, 1973. 155с.
3. Чувашов Б. И., Шуйский В. П. Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса и Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палеотектоническое значение) // Литосфера, 2003. № 2. С. 3—27.
4. Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Шишкин М. А., Сергеев С. А., Ремизова С. Т., Соболева А. А. Новые данные о геологическом строении и возрасте Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале: Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. Салехард, 2007. С. 83—86.
5. Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Петров С. Ю., Носиков М. В., Косьянов А. О., Петрова М. Н. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2009. Т. II. С. 322—324.
6. Poncet J., Blodgett R. B. First Recognition of the Devonian Alga *Lancicula sergaensis* Shuysky in North America (West-Central Alaska) // Journal of Paleontology, 1987, Vol. 61, No. 6, pp. 1269—1273
7. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
8. Fritz H., Neubauer F., Ratschbacher L. Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria) // Zentralbl. Geol. Palaont., part I, 1992, 55—68.
9. Sengor A. M. C., Natalin B. A. Paleotectonics of Asia: fragment of a synthesis // In: The Tectonics of Asia. A. Yin, & Harrison, T. M. (Editors), Cambridge Univ. Press, New York, 1996, pp. 486—640.



# ТИПЫ МИКРОБИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Ю. В. Ростовцева

МГУ, Москва; [rostovtseva@list.ru](mailto:rostovtseva@list.ru)

В миоценовых толщах Восточного Паратетиса выделяются микробные карбонатные отложения со слоистым и неслоистым строением. Микробные отложения со слоистым строением отвечают различным видам строматолитов. Неслоистые микробные отложения, сложенные криптокристаллическим карбонатом, характеризуются однородной и сгустковой структурой. Формирование микробных образований происходило в позднем чокраке-карагане, среднем сармате и мэотисе в условиях полуморских и солоноватоводного бассейнов, в стрессовых условиях, при резкой смене палеогеографических обстановок и аномальном (по сравнению с нормальноморским) составе вод [1].

**Микробные слоистые отложения (строматолиты).** В Восточном Паратетисе строматолиты формировались в виде столбчато-пластовых (биогермных), пластовых и корковых образований (см. рисунок). В позднем чокраке широкое распространение получили столбчато-пластовые строматолиты высотой до 1—1.5 м (р. Белая, Предкавказье; Керченский п-в). В карагане установлено заметное развитие пластовых строматолитов, толщиной до 0.2 м, с мелкобугорчатой верхней поверхностью (п. Юркино, Керченский п-в). В нижней части мэотиса в кровле мшанковых биогермов, образующих митридатские слои, отмечается присутствие строматолитовых корок, толщиной до 5 см и более (мыс Панагия, мыс Тузла Таманский п-в). Микробные слоистые отложения формировались в условиях верхней сублиторали, в мелководных обстановках при периодическом более интенсивном накоплении глин.

Столбчато-пластовые и пластовые строматолиты образовывались в периоды усиления изоляции Восточного Паратетиса от соседних морских бассейнов. Развитие строматолитовых корок было обусловлено установлением особых условий, связанных с наступлением ранне-мэотической трансгрессии и постепенным (возможно прерывистым) проникновением морских вод в сильно обмелевший позднесарматский бассейн. В самом начале мэотиса поступление морских вод способствовало формированию мшанковых биогермов, сложенных *Membranipora*. Позднее, кратковременное ослабление действия трансгрессии привело к остановке роста мшанковых колоний, верхние поверхности которых стали покрываться строматолитовыми корками.

**Микробные неслоистые отложения.** Среди этого типа отложений установлены биогермные, пластовые и желвачковые образования (см. рисунок).

В низах среднего сармата Таманского (поселок Приазовский, гора Зеленского) и Керченского полуостровов (м. Коп-Такыл) присутствуют карбонатные тела

желвакообразной формы, размером в основном 0.3—0.5 м (реже до 1 м) [2, 4]. В разрезе горы Зеленского (северо-западное крыло антиклинали) выделяется три горизонта мощностью около 4—5 м, содержащих скопления подобных карбонатных тел. Внутри карбонатных тел наблюдаются гроздевидные скопления целых раковин двустворчатых моллюсков *Cryptomactra pesanseris*, а также встречаются раковины гастропод. На Керчи в подобных карбонатных телах присутствуют трубочки червей. Карбонатные тела отличаются мелкой кавернозностью и сложены криптокристаллическим карбонатом (микритом), местами содержащим скопления копролитов. По морфологии тел, наличию криптокристаллического карбоната в основной массе, а также по закономерностям распределения и видовому составу встречающейся фауны, этот тип построек в большей степени отвечает мелким серпулово-микробным биогермам (serpulid-microbialite build-ups). Формирование мелких серпулово-микробных построек происходило в относительно глубоководной обстановке (на глубинах около 50—75 м).

В верхней части среднего сармата установлено присутствие пластовых микробных отложений — матов (microbial mats), отличающихся от строматолитов отсутствием отчетливо выраженных слоистых макроструктур [3, 4]. На азовском (поселок Приазовский — с. Кучугуры) и черноморском (гора Зеленского) побережьях Таманского полуострова, а также в районе мыса Коп-Такыл на Керченском полуострове в верхах среднего сармата образования микробных матов присутствуют в виде тонких (от мм до 1—2 см) прослоев тонко-микрозернистых известняков, чередующихся с глинами или создающих, наслаиваясь друг на друга, тонко-плитчатые пласты (до 0.2—0.5 м). Среди прослоев тонко-микрозернистых известняков (часто доломитизированных и ранее относимых к мергелям) выделяются разновидности: волнистослоистые с развитием линзовидных и «стержневых» микро-структур, микрозернистые и сгустково-микрозернистые. В волнистослоистых тонко-микрозернистых известняках линзовидная микро-структура подчеркивается тонким (мм) прерывистым чередованием микритовых и микроспаритовых выделений карбоната, «стержневая» микро-структура — развитием, на фоне тонкозернистой массы, вторичных кристаллов карбоната, ориентированных косо и перпендикулярно по отношению к поверхности напластования. Для последнего типа известняков выявлены текстуры сингенетических деформаций («скручивания»). Тонкозернистые и сгустково-тонкозернистые известняки характеризуются структурами, свойственными для криптоводородослевых карбонатов, а также наличием прослоев волнисто-линзовидной формы и различными проявлениями оруденения в кровельной части. В отдельных прослоях наблюдаются структуры, характерные для микро-строматолитов (слоистых микробных образований), отмечается обильное содержание копролитов, спикул губок. Встречаются горизонты скоплений плоской гальки, сложенной микробными известняками. В отложениях, подстилающих образования микробных матов, отмечаются прослои онколитовых, оолитовых и целнораковинных известняков. Развитие микробных матов этого типа происходило в об-



I	II
Верхняя сублитораль	<p style="text-align: center;"><b>1. Слоистые микробильные отложения (строматолиты)</b></p> <p>1.1. Столбчато-пластовые (поздний чокрак - караган)  <i>р. Белая</i> <span style="float: right;"><i>с. Пташкино</i></span></p>  <p>1.2. Пластовые (поздний чокрак - караган)  <i>с. Юркино</i></p>  <p>1.3. Корковые (нижний мэотис)  <i>м. Панагия</i> <span style="float: right;"><i>м. Тузла</i></span></p>  <p style="text-align: center;"><b>2. Неслоистые микробильные отложения (микритовые, сгустковые, пеллоидные)</b></p> <p>2.1. Микробильно-серпуловые желвачки (верхний мэотис)  <i>Яныш-Такыл</i></p> 
	Низы верхней и верхи нижней сублиторали

Типы микробильных отложений миоцена Восточного Паратетиса. I — условия формирования, II — типы микробильных отложений: общий вид; а — микрофотографии (ув. 5, а\* — ув. 20), б — верхняя поверхность слоя, в — строение разреза

становке мелководного бассейна (до 50 м), преимущественно ниже базиса действия обычных волн, при низких скоростях терригенной седиментации и периодическом штормовом взмучивании и переотложении осадков. Формирование микробных матов прекратилось в первой половине позднего сармата. Подобные этому типу образования установлены и в карагане.

В позднемезотическом солоноватоводном бассейне, местами в условиях прибрежного мелководья, формировались микробно-серпуловые желвачки (5–10 см). Развитие микробно-серпуловых желвачков, образующих скопления в отдельном прослое песчаных глин, установлено на Керченском полуострове (о. Тобечик, с. Заветное).

Образование серпулово-микробных биогермов и микробных матов происходило в относительно мелководных условиях в пределах нижней части верхней и верхах нижней сублиторали, биоценоотические желвачки формировались в мелководной обстановке при слабом действии волнения.

Предполагается, что микробные отложения миоцена Восточного Паратетиса сложены преимущественно продуктами жизнедеятельности различных сообществ цианобактерий.

#### Литература

1. *Goncharova I. A., Rostovtseva Yu. V.* Evolution of Organogenic Carbonate Buildups in the Middle through Late Miocene of the Euxine–Caspian Basin (Eastern Paratethys) // *Paleontological Journal*, 2009. Vol. 43. №. 8. Pp. 16–26.
2. *Ростовцева Ю. В., Коновалова Е. А.* Среднесарматские желваковые карбонатные образования Тамани (Восточный Паратетис) // *Геология рифов: Материалы Международного совещания*. Сыктывкар, 2005. С. 136–138.
3. *Ростовцева Ю. В.* Роль микробных матов в образовании карбонатных осадков // *Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции по морской геологии*, 2007. Т. 1. С. 269–271.
4. *Ростовцева Ю. В.* Фации среднего сармата Таманского прогиба // *Литология и полезные ископаемые*, 2009. № 4. С. 404–417.

## ВЛИЯНИЕ ПЕРЕРЫВОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПСЕВДОБРЕКЧИЙ (НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО БАСЕЙНА)

Н. Н. Рябинкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;  
ryabinkina@geo.komisc.ru

В карбонатных разрезах, как перекрывающих, так и подстилающих поверхность перерыва, часто отмечаются брекчированные и кавернозные породы. В таких разрезах сама поверхность несогласия носит «скрытый» характер и проходит, как правило, внутри карбонатных толщ. Перерыв же фиксируется, прежде всего, выпадением из разрезов отдельных стратиграфических горизонтов. Так? в Печорском осадочном бассейне (ОБ) устойчивое приподнятое положение Большеземельского палеосвода в условиях мелководного шельфа, часто приводило к местным незначительным размывам слагающих его пород. В результате этого по периферии палеосвода формировались разновозрастные карбонатные обломочные породы.

На примере предвизейского перерыва можно выделить несколько типов разрезов, фиксирующих результат не одного регионального перерыва, а суммарную результирующую нескольких. Так, на востоке и в центральной части Печорского ОБ карбонатные породы позднего визе залегают без видимых признаков несогласия на известняках турнейского или фаменского возраста. В разрезах

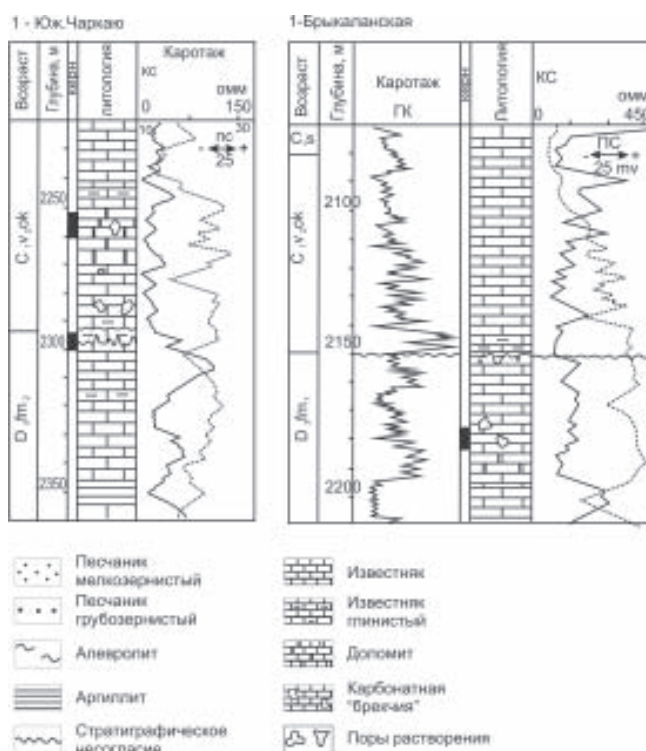


Рис. 1. Литологическая характеристика «скрытого» перерыва



скв. 1—Брыкаланская и скв. 1—Юж. Чаркаю в Ижемской впадине, фиксируется налегание известняков алексинского горизонта верхневизейского яруса на нижне-среднефаменские известняки. В скв. 1—Брыкаланская над поверхностью перерыва, по данным стандартного каротажа, отчетливо фиксируется глинисто-карбонатная пачка (возможно брекчированная), мощностью около 14 метров, подстилается она плотными неравномерно доломитизированными известняками (рис. 1). В скв. 1—Юж. Чаркаю и скв. 1 и 2—Чаркаю-Луньвож под поверхность перерыва выходят глинистые доломитизированные известняки фаменского яруса. Они имеют скрытокристаллическую структуру и узловатую волнисто-слоистую текстуру. В основании перекрывающей толщи залегает органогенно-обломочный известняк (мощностью около 0.45 м) с -комковатой текстурой. Выше по разрезу развиты глинистые светло-серые известняки, слабо перекристаллизованные, с прослоем (около 0.5 м) известняка брекчиевидного с включениями глины и ангидрита. В породе отмечаются трещины и стилолитовые швы, выполненные темно-серым глинистым материалом с примесью мелких зерен пирита. Кроме того, они содержат гнезда ангидрита причудливой формы.

От Восточного Притиманья до восточных границ Косью-Роговской впадины мы наблюдаем в разрезах Печорского ОБ суммарный итог нескольких мелких перерывов. Так предтурнейский разрыв зафиксирован лишь в кровле отдельных фаменских толщ с развитием каверн, залеченных глинистым материалом и ангидритом (скважины Харьягинской площади) или различными брекчиями (скв. С. Мусюршор). Повсеместно в подстилающих породах отмечается доломитизация и развитие узловатых текстур на глубину до 50 м. В отложениях Косью-Роговской впадины (Поварницкая, Кочмесская и Романьельская площади) отмечаются два перерыва: предкаменноугольный и предвизейский. В обоих случаях под перерыв выходят карбонатные перекристаллизованные доломитизированные и сульфатизированные породы. Ангидрит и гипс в них инкрустирует поры выщелачивания. Вторичные поры и реже каверны могут быть выполнены также кальцитом и глинистыми зеленоватыми аргиллитами с примазками ОВ. В разрезах Большесынинской впадины (скважины 3—Пыжьельская, 1—Юж. Пыжьельская и 1—Вост. Пыжьельская) зона растворения и переработки достигает более 100 м. Известняки буровато-серые, сильно выщелоченные, трещиноватые, причем трещины залечены кальцитом. Отмечается сильное окварцевание по плоскостям наслонения и по трещинам с образованием мелкозернистых кварцевых друз и жеод. В отдельных крупных кавернах известняки выстилаются глинистым материалом и черным битумоподобным ОВ или характерно нефтенасыщение по трещинам и кавернам, придающее породам буроватую окраску.

В районе скв. 22—23—Тобыш фиксируется суммарный перерыв от позднего девона до позднего визе, а местами и до московского яруса, сливаясь с предбашкирским. В связи с неоднозначностью фаунистических определений (или их отсутствием) отдельные интервалы разрезов постоянно переходят из одних горизонтов в другие. Так, интервал 1196—1208 м. в разрезе скв. 22—Тобыш, представленный известняковой брекчией и выделяемый ныне в составе серуховского яруса (ранее по

стратиграфическим разбивкам 1980 г. относился к верхам визейского). Аналогичные брекчированные породы фиксируются как в низах серпуховского яруса в скважинах 1—Низевая, 1—Макарель, 1—Брыкаланская, так и в низах окских разрезов (над предвизейским перерывом). Это затрудняет отнесение подобных «оторванных» и сильно переработанных пачек точно к тому или иному горизонту. Из этого можно предположить, что данная известково-доломитовая брекчия, вероятно, является результатом переработки верхневизейских известняков и нижнесерпуховских доломитов в предбашкирское время.

А. И. Елисеевым на гряде Чернышева по руч. Изрузьшор (левый приток р. Адзвы), описан контакт нижнетурнейских (малевских) и верхневизейских (тульских) известняков. Перерыв выражен здесь зоной доломитизации подстилающих пород мощностью до 1 м, а также появлением в них трещиноватости с последующим заполнением трещин кальцитом, часто сильно ожелезненным. Даже на востоке ОБ, где практически развит полный карбонатный разрез нижневизейских отложений, на рубеже косьвинского и радаевского времени в подстилающих известняках отмечается брекчирование пород, а в вышележащих бобриковских известняках идет окремнение, свидетельствующее о начале трансгрессивной фазы развития.

Другой тип литологического проявления несогласий нами описан в разрезе скв. 1—Леккерская (юг Колвинского мегавала), где на известняках позднего фамена с явными признаками размыва залегают мелководноморские терригенные отложения бобриковского горизонта (рис. 2). В кровле фаменских отложений установлена неровная закарстованная поверхность размыва с песчано-глинистым выполнением каверн в подстилающих известняках. Здесь снизу вверх вскрыты следующие фаменские образования: известняки буровато-серые, нефтенасыщенные, переслаивающиеся с темно-серыми гли-

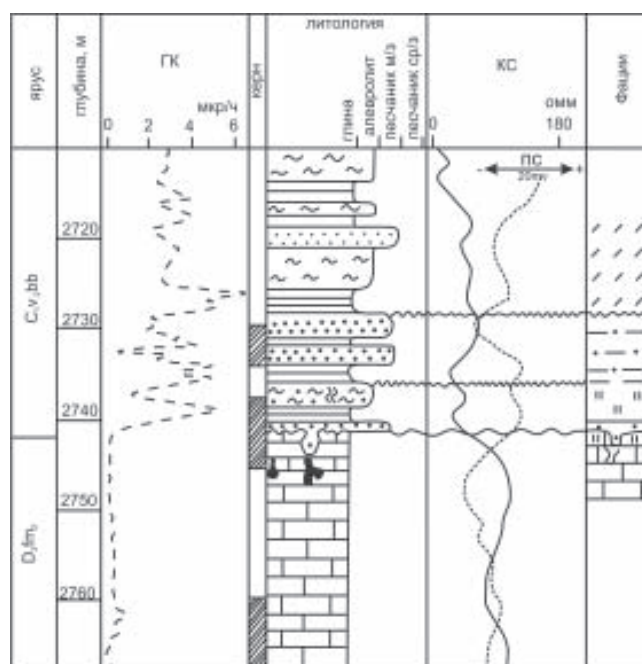


Рис. 2. Литологическая характеристика перерыва в разрезе скв. 1—Леккерская



нистыми прослоями, иногда с брекчиевидной текстурой. По этим глинистым прослоям часто отмечаются зеркала скольжения. Вверх по разрезу они сменяются известняками глинистыми голубовато-серыми с темно-серыми глинистыми прослоями. Выше (0.4 м) залегают известняки буровато-серые, сахаровидные, с темно-серыми пятнами, трещиноватые и псевдобрекчированные (со следами растворения). Далее по разрезу скважины известняки сменяются светло-коричневым известковистым тонкозернистым доломитом и сильно известковистым буровато-коричневым песчаником бобриковского возраста. Контакт песчаника с подстилающими породами неровный извилистый, кармановидный.

Вверх по разрезу песчаники становятся мелкозернистыми известковистыми нефтенасыщенными сильно биотурбированными, со следами взмучивания и с углефицированным растительным детритом. Над ними залегают глинистые алевролиты (2.2 м) с прослоем (0.15 м) углестых аргиллитов в кровле пласта. В песчано-алевролитовых прослоях отмечается обилие ходов илоедов типа *Teichichnus*. Вверх по разрезу песчаная составляющая возрастает, образуя пачку песчаников и алевролитов (1.6 м) с многочисленными ходами илоедов. Глинистый материал в песчаниках присутствует в виде включений и примазок. По плоскостям наслоения отмечается концентрация углефицированного растительного детрита.

Интересный и полный в стратиграфическом отношении разрез терригенного визейского комплекса описан в скважине Белая-1, где в верхах тульского горизонта выделена пестроцветная карбонатная псевдобрекчия. Она состоит из обломков зеленовато-серых известняков, вишневого и зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов (рис. 3). Трещины, являющиеся результатом жизнедеятельности корневой системы, выполнены зеленоватым глинистым материалом и, редко, розовым ангидритом. В рассматриваемом разрезе тульский горизонт представлен пачкой терригенно-карбонатного состава, причем роль карбонатных пород возрастает вверх по разрезу. Так в нижней части разреза мелкозернистые песчаники и алевролиты переслаиваются с маломощными брекчированными прослоями доломитов, мергелей и известняков, а верхнюю часть составляют доломитизированные детритовые известняки с прослоями песчаников и аргиллитов. Отдельные прослои (0.1—2 м) напоминают по своей структуре брекчию пестроцветную с малиновыми ар-

гиллитами, сильно трещиноватую, заполненную по ходам корней углесто-глинистым материалом. Песчаники кварцевые мелкозернистые (0.12—0.25 мм) с неравномерным поровым глинисто-карбонатным цементом. Глинистый цемент составляет 10—15 % породы и состоит в основном из иллита, отдельные поры выполнены аутигенным хлоритом. Карбонатный цемент представлен кальцитом и сидеритом. Вверху разреза цемент в песчаниках составляет до 40 % породы и почти нацело доломитизирован. Кроме того присутствуют отдельные желваки (до 0.36 мм) сидеритового состава. Отмечается обилие гидроокислов железа. Алевролитовый песчаник верхней части пачки над карбонатной брекчией кварцевый с кальцитовым базально-поровым и глинистым поровым цементом, состоящим в основном из каолинита и незначительно — иллита. Из акцессорных минералов присутствуют хорошо окатанные зерна циркона (0.07—0.1 мм), реже турмалин и лейкоксен. По всей породе равномерно рассеян аутигенный пирит, встречается его конкреционные выделения. Значительная доля каолинита в породе свидетельствует о континентальном сносе обломочного материала. Возможно, его источником является близко расположенная кора выветривания. Породы, очевидно, накапливались в прибрежных или мелководно-морских условиях.

Известняки органогенно-обломочные мелкодетритовые и полидетритовые брахиоподо-кринодно-фораминиферовые, слабо глинистые, с примесью кварцевых зерен алевро-псаммитовой размерности. Текстура волнистослоистая, обусловленная неравномерным распределением глинистого материала. Детрит представлен фрагментами брахиопод, криноидей, многокамерных и однокамерных фораминифер, мшанок, остракод, зеленых водорослей. Цементом является микро-тонкозернистый известняк. К зонам глинитизации (микрослойки глин) приурочена трещиноватость, слабое нефтенасыщение и аутигенная пиритизация в виде мелких и средних глобул пирита. По остальной породе пирит встречается редко. В отдельных прослоях отмечается доломитизация породы. По своей структуре известняк похож на «стигмариевый», выделенный и прослеженный М. С. Швецовым в Подмосковном бассейне.

Формирование отложений тульского горизонта, очевидно, шло в прибрежных (возможно лагунных) условиях, периодически заливаемых морем, на что указывает

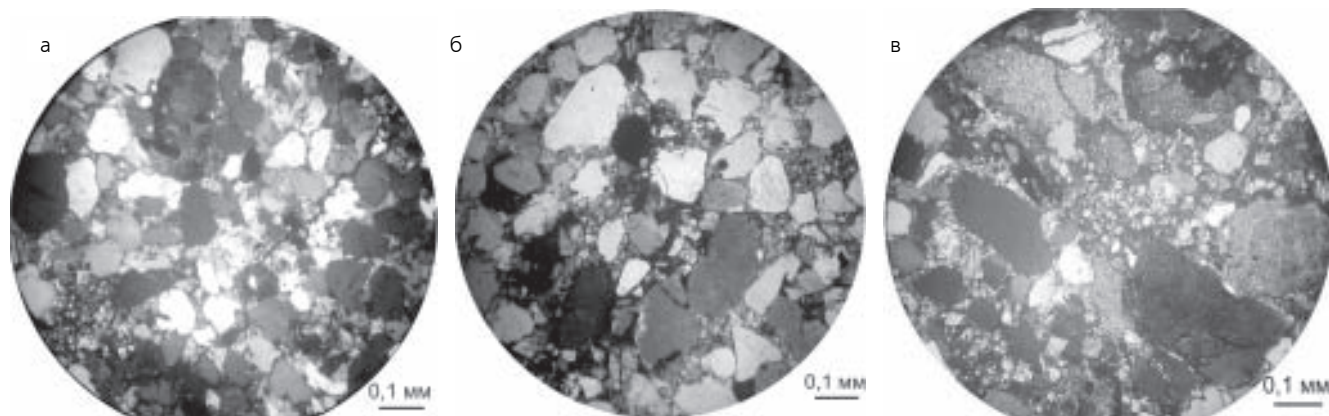


Рис. 3. Фотографии шлифов образцов пород из разреза скв. 1—Белая: а, б — песчаник м/з с карбонатным цементом; в — песчаник м/з карбонатный, ожеженный с глинисто-карбонатными и пиритизированными стяжениями



наличие диагенетического доломита в породе. В аргиллитах тульского горизонта скв. 1—Кылым-Ёль (инт. 4749—4757 м) Ю. В. Мосейчик обнаружены аппендиксы *Stigmara* sp., указывающие на континентальные условия развития территории. Поздневизейская карбонатная брекчия прослежена во всех скважинах Верхнепечорской впадины, что говорит о значительном преобразовании пород в результате их выведения на поверхность в аридном климате. Лишь с серпуховского времени на территории ОБ отмечаются явные признаки аридизации климата, а красноцветы по верхневизейским известнякам и появление в них аутигенных ангидрита и гипса являются доказательством многократных незначительных перерывов в осадконакоплении.

Развитие таких пестроцветных псевдобрекчий в разрезах северо-восточной окраины Европейской платформы свидетельствует о том, что разновозрастные карбонатные породы выводились на поверхность и подвергались субаэральной корневой переработке. Возможно, это были кратковременные события в приливно-отливной зоне с широко распространенной растительностью подобной мангровой. По этим ослабленным и переработанным зонам и происходили дальнейшие изменения пород, приводя их к формированию псевдобрекчий во время длительных перерывов.

## ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО- НИЖНЕПЕРМСКИХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК И ДЕПРЕССИОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ УРАЛА

В. А. Салдин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;  
*litgeo@geo.komisc.ru*

На западном склоне севера Урала широко распространены верхнепалеозойские органогенные постройки. А. И. Елисеевым [3] среди каменноугольно-нижнепермских отложений Елецкой структурно-формационной зоны выделены западные, центральные и восточные разрезы. Восточные разрезы сложены массивными рифогенными известняками, центральные депрессионными глинисто-кремнисто-известковыми ( $C_2-C_3$ ) и глинисто-известковыми ( $P_1$ ) отложениями, а западные представлены пластовыми известняками.

В настоящее время уточнен возраст верхнепалеозойских рифогенных и депрессионных отложений, выявлены новые их местонахождения, предложены модели их образования и пространственные взаимоотношения. Так, например, был определен гжельско-сакмарский возраст рифогенных известняков на р. Кожим [4]. На основании находок конодонтов установлен касимовско-сакмарский возраст отложений глинисто-известнякового типа разреза (шеркыртинская свита) на р. Щугор и гжельско-ассельский возраст глинисто-кремнисто-известковых отложений на р. Кожим (лосиноостровская свита) [15, 8]. В работе [14], посвященной развитию Предуральского краевого прогиба, предложена модель обстановок осадконакопления на западном склоне Урала в позднепалеозойское время. Согласно этой модели верхнепалеозойские органогенные постройки формировались на западном борту прогиба, а восточнее во впадине шло накопление депрессионных отложений, и в ходе миграции Предуральского краевого прогиба в позднем палеозое образование рифов сменилось в разрезе глубоководными депрессионными отложениями.

На основании детальных литолого-палеоэкологических исследований А. И. Антошкина [1] классифицировала верхнемосковско-сакмарские органогенные постройки на реках Кожим, Щугор и Унья как скелетные холмы, сформированные на склоне в открыто морских условиях с низкой энергией водной среды. Это была полого наклонная карбонатная платформа рампового типа. К скелетным холмам она отнесла и постройки на реках Подчерем, Печора и Ильч.

Нами была установлена ассельская органогенная постройка мощностью 20 м на Полярном Урале, интерпретированная как иловый холм [9]. Кроме того, изучены взаимоотношения верхнепалеозойских органоген-



ных построек с депрессионными отложениями в пределах северной части Предуральяского краевого прогиба и Елецкой зоны Западно-Уральской мегазоны (реки Щугор, Кожим, Подчерем, Косью, Лек-Елец, Илыч и Печора). Выяснен состав, возраст и характер перехода их в вышележащие отложения. Полученные данные позволили иначе взглянуть на распространение органогенных построек и депрессионных отложений на севере Урала.

Рифогенные известняки характеризуются массивным строением, пятнистым распределением органических остатков, крустификационными структурами, обилием микритого цемента. Главными породообразователями в них являются мшанки, тубифитесы, брахиоподы, гидрактиниды, водоросли, фузулиниды, широко распространены остатки иглокожих, меньше — мелкие фораминиферы, остракоды, известковые спикулы губок, гастроподы и пеллециподы. Редко встречаются трилобиты и аммоноидеи. Отмечаются ватерпасы и доломитизированные участки. Мощность рифогенных разрезов варьирует от 100 до 300 м.

Депрессионные разрезы построены тонкопереслаивающимися пелитоморфными, глинистыми и биокластовыми криноидно-мшанковыми известняками и аргиллитами. Иногда встречаются кремнистые породы или наблюдается окремнение известняков. Мощность депрессионных отложений на порядок меньше мощности рифогенных известняков. Следует отметить, что данные отложения объединены и названы «депрессионными» для удобства. Образование некоторых отложений этого типа происходило не только во впадинах, но, по-видимому, и на склонах. Для пород характерны темно-серые и зеленовато-серые, иногда розоватые цвета. Широко распространенные глинистые известняки выделяются петельчатой текстурой, обусловленной распределением глинистого материала и псевдообломочной (или комковатой) структурой — комки (первые сантиметры) более светлых пелитоморфных известняков в глинисто-известковой основной массе. Верхнепалеозойские депрессионные отложения отличаются разнообразием органических остатков — мшанки, иглокожие, брахиоподы, остракоды, ругозы, спикулы губок, мелкие фораминиферы, гастроподы, аммоноидеи, пеллециподы, трилобиты и конодонты. Повсеместно развит аутигенный пирит. Данные отложения образовывались в открыто морских условиях шельфового склона [8]. Мощность депрессионных отложений изменяется от 8 до 60 м.

Наиболее молодые мощные органогенные постройки позднемосковско-касимовского возраста вскрыты на реках Косью и Щугор. На р. Щугор в разрезе Верхних Ворот она сложена массивными биогермными водорослевыми, микробиальными и биокластовыми известняками мощностью около 100 м [11, 13]. По тектоническому контакту рифогенные известняки перекрываются депрессионными глинисто-известковыми отложениями ассельского возраста шеркыртинской свиты. Депрессионные отложения казимовско-сакмарского возраста вскрываются западнее (Средние Вороты) и восточнее (разрез Мичаель) выходов верхнемосковско-касимовских рифогенных известняков [15]. На них согласно залегают артинские отложения терригенного флиша. Ассельско-сакмарские рифогенные известняки в бассейне

р. Щугор (р. Б. Паток) встречаются в виде глыб (до 7 м) в артинских отложениях [7]. Глыбы рифогенных известняков указывают на существование в этом районе органогенной постройки в ассельско-сакмарское время. Возможно, они слагали верхнюю часть верхнемо-сковско-касимовской постройки в Верхних Вороты р. Щугор.

На р. Косью в районе устья руч. Ошъель каменноугольные рифогенные известняки впервые были описаны А. А. Черновым и Г. А. Черновым [12]. Они отметили их большое сходство с кожимскими рифогенными известняками. На основании находок фузулинид определен их позднемосковско-касимовский возраст [3]. По нашим сборам из средней части массива З. П. Михайлова определила позднеассельские фораминиферы, но позднее они были переопределены С. Т. Ремизовой как казимовские. Органогенная постройка сложена водорослевыми, гидрактинидными, фораминиферо-брахиоподовыми и биокластовыми криноидно-мшанковыми известняками мощностью около 200 м. Верхняя часть (95 м) плохо обнажена и не охарактеризована органическими остатками. Перекрываются рифогенные известняки глинисто-кремнистыми спикуловыми известняками видимой мощностью около 20 м. В спикуловых известняках наблюдаются мелкие складки оползания. Мы считаем, что органогенная постройка имеет более широкий стратиграфический интервал, включая ассельский и сакмарский ярусы. Верхнемосковские депрессионные отложения неизвестны, а ближайшие верхнекаменноугольно-сакмарские отложения этого типа обнажены южнее на р. Вангыр, где они подстилают флишевую формацию и на р. Черной (лев. приток р. Б. Сыня).

В разрезе р. Кожим (ниже устья руч. Нортничеель) наблюдаются два типа разрезов [6, 8]. На правом берегу гжельско-сакмарские рифогенные известняки мощностью около 300 м перекрываются нижеартинскими глинистыми спикуловыми известняками, часто кремнистыми мощностью 250 м с характерными признаками турбидитов и оползневых отложений. В оползневых отложениях отмечаются обломки до 1.5 м рифогенных известняков ассельского возраста [7]. На левом берегу р. Кожим напротив рифогенных известняков вскрыт маломощный (23 м) разрез гжельско-ассельских депрессионных отложений, представленных аргиллитами, глинистым и окремнелыми биокластовыми известняками лосиноостровской свиты [6, 8].

На р. Подчерем органогенная постройка находится в 1 км от устья р. Оселок. Она сложена массивными гидрактинидными, фораминиферо-тубифитесовыми и биокластовыми криноидными-мшанковыми известняками. Фузулиниды датируют породы как позднеассельские [5]. В пластовых биокластовых известняках, вскрытых в нижнем (по течению) конце обнажения, В. В. Черных из наших сборов определил конодонты *Hindeodus cf. minutus (Elisson)*., *Adetognathus paralautus Orchard.*, *Streptognathosus cf. barskovi Kozu*, распространенные в верхней части ассельского яруса и тастубском горизонте сакмарского яруса. Из этой части разреза определены сакмарские фузулиниды [5]. На рифогенных известняках залегают артинские кремнисто-глинистые спикуловые известняки и известковые глинистые сланцы, оселокской свиты [10]. Судя по многочислен-



ным слоям со следами седиментационных складок оползания, образование оселокских отложений было на склоне или его подножии. Породы депрессионного разреза на р. Подчерем не обнажены.

Органогенные постройки ассельского возраста широко распространены на р. Печоре. К сожалению, здесь не вскрыты подстилающие, перекрывающие и фациально замещающие их депрессионные породы.

На р. Илыч выходы нижнепермских рифогенных известняков встречены на востоке на участке между устьями рек Бол. и Мал Анью (обн. 82 по нумерации Варсановьевой, [2]) и на западе в районе устья р. Испередью (обн. 36). В этих обнажениях можно наблюдать непосредственный переход рифогенных известняков в вышележащие отложения депрессионного типа. На востоке их мощность достигает около 60 м и по составу они менее глинистые, по сравнению с западными выходами. На западе массивные рифогенные известняки с видимой мощностью около 15 м вскрыты на сложно тектонически нарушенном участке. Приблизительно в 40 м ниже по реке обнажено правое крыло антиклинальной складки. По разрезу, направленному снизу вверх по реке, биокластовые известняки видимой мощностью 8 м постепенно сменяются глинисто-известковыми отложениями мощностью 14 м. По-нашему мнению, эти пластовые биокластовые известняки непосредственно залегают над рифогенными.

В результате анализа распространения рифогенных и депрессионных разрезов в современном структурном плане на севере Урала, мы пришли к выводу, что постседиментационные тектонические нарушения сильно не нарушили их палеогеографическую близость. По-видимому, в это время полого наклоненный восточный край карбонатной платформы был деформирован на ряд поднятий (выступов) и впадин, где формировались отложения данных разрезов. Причем разрезы депрессионных отложений находились относительно рифогенных как на западе (по А. И. Елисееву), так и на востоке (по Б. И. Чувашову), а также они сменялись и в меридиональном направлении. Можно выделить три типа рифогенных разрезов с разными переходами в вышележащие отложения: кожимский, илычский и лекелецкий. В кожимском типе (реки Кожим, Косью, Подчерем, басс. р. Шугор) на рифогенных известняках залегают артинские кремнисто-глинистые спиккуловые известняки.

В илычском типе рифогенные известняки постепенно через биокластовые разновидности переходят в депрессионные отложения. В лекелецком типе рифогенные известняки подстилаются, замещаются и перекрываются депрессионными отложениями. Устойчивое и продолжительное (позднекаменноугольно-сакмарское) время существования данных обстановок осадконакопления в определенных частях бассейна свидетельствует об отсутствии какой либо миграции. На данной территории в это время краевого прогиба (в палеогеографическом смысле) еще не существовало.

Работа проводилась в рамках программы Президиума РАН 15/2, 09-П-05-1008.

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (северУрала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Варсановьева В. А. Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника // Труды Печоро-Илычского гос. заповедника, 1940. Вып. 1. С. 5—214.
3. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 204 с.
4. Енокян Н. В., Беляков Л. Н., Коновалова М. В. О возрасте и палеоструктурном положении верхнепалеозойских рифовых образований на р. Кожим // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. Сб. № 8. С. 110—113.
5. Кузькокова Н. Н. Нижнепермские отложения Средней Печоры. Л.: Наука, 1976. С. 128.
6. Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим / Под. А. Ю. Розанова и др. М.: ПИН РАН, 1995. 49 с.
7. Салдин В. А. Карбонатные обломочные образования в нижней перми севера Предуралья // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Материалы второго Всероссийского литологического совещания и Восьмого Всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 69—71
8. Салдин В. А. Новые данные по геологии нижнепермских отложений р. Кожим (Приполярный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 4. Сыктывкар, 2002. С. 11—34. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 111).
9. Салдин В. А. Органогенная постройка в сезымской свите верхнего палеозоя Полярного Урала // Геология рифов: Материалы Международного совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 139—142.
10. Салдин В. А. Оселокская свита нижней перми в стратотипической местности (река Подчерем, Северный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми, 13—16 апреля 2009 г. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 155—157.
11. Сандула А. Н., Канева Н. А. Биогермные отложения Верхних Ворот р. Шугер // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ: материалы Второй Всероссийской конференции. Казань: КГУ, 2009. С. 68—70.
12. Чернов А. А., Чернов Г. А. Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае. Отчет геологического отряда Печорской комплексной экспедиции СОПС Академии наук 1935 г. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 102 с.
13. Черных В. А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.
14. Чувашов Б. И. Динамика развития Предуралья краевого прогиба // Геотектоника, 1998. №3. С. 22—37.
15. Чувашов Б. А., Мизенс Г. А., Черных В. В. Верхний палеозой бассейна р. Шугор (правобережье Средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. Вып. № 2. С. 38—81.



# КАРБОНАТНЫЕ ПСЕФИТОЛИТЫ КАЛЕЙДОВЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО- ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. Н. Сандула

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;  
*sandula@geo.komisc.ru*

На северо-восточном ограничении Европейской платформы (пассивной континентальной окраине) в палеозойских отложениях Елецкой структурно-формационной зоны [6], по А. И. Елисееву [7, 9], с раннего ордовика до ранней перми прослеживаются три трансгрессивно-регрессивных цикла, фиксирующих колебательные движения континентальной окраины: ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский и визейско-раннеартинский. В каждом из этих циклов происходит закономерная смена формаций (семейств формаций), образующих последовательный вертикальный ряд: — терригенная олигомиктовая (фалаховая); — карбонатная или терригенно-карбонатная открытого шельфа (платамовая); — карбонатная депрессионно-мелководная закрытого шельфа (калейдовая).

Наиболее сложное геологическое строение и, соответственно, историю образования имеют карбонатные формации из семейства калейдовых. В качестве внутрiformационных образований они могут включать в себя рифогенные, депрессионные, мелководно-шельфовые и разнофациальные грубообломочные карбонатные отложения [7, 8, 9, 10]. Такое многообразие отражает неоднозначность палеогеографического и палеогеодинамического развития седиментационного бассейна. Учитывая этот фактор появление карбонатных грубообломочных пород в составе данных формаций вполне закономерно. Действительно, на северо-восточном ограничении Европейской платформы они отмечены как в силурийско-раннедевонской, среднефранско-турнейской, так и в верхневизейско-нижнеартинской формациях [7, 12, 5].

Ярким примером проявления процессов образования карбонатных обломочных пород являются известняковые брекчии в отложениях верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации на западном склоне Печорского Урала. Они имеют широкое распространение по всему Печорскому Уралу (от р. Уньи на юге до р. Инты на севере). Возраст этих образований охватывает значительный стратиграфический диапазон — серпуховский, башкирский и часть московского яруса. А мощность толщи с брекчиями достигает порой 300 м. Специальные исследования [14] показывают, что данные известняковые брекчии можно подразделить на две группы: седиментационных и постседиментационных брекчий. К седиментационному типу брекчий относится большая часть известняковых брекчий карбона Пе-

чорского Урала, морфологически выраженных в виде пластовых и маломощных массивных образований. Обломочный материал таких брекчий представлен обломками различных типов известняков. Обломки в той или иной степени окатаны и сцементированы известняковым материалом, содержащим в себе хорошо сохранившиеся остатки морской микрофауны и флоры. Среди брекчий этого типа выделяются околорифовые, обвальные, донные, прибрежно-морские.

В группе постседиментационных брекчий выделены тектонические брекчии с реликтами седиментационных брекчий, собственно тектонические брекчии и брекчии растворения (карстовые) [14]. Первые из них образуют мощные толщи, сложенные грубообломочным и крайне несортированным материалом. Механизм образования седиментационно-тектонических брекчий заключается в тектонической переработке толщ известняков с пластами осадочных брекчий [13]. Собственно тектонические брекчии морфологически выделяются как внутрипластовые. Они не отличаются большой мощностью и не образуют самостоятельных пластов. Встречаются такие брекчии непосредственно в зонах тектонических нарушений, а также среди сильнотрещиноватых известняков в виде гнезд раздробленной породы. К брекчиям растворения мы условно относим часть внутрипластовых разностей, залегающие в виде участков среди трещиноватых пятнисто-доломитизированных известняков в разрезах серпуховского яруса нижнего карбона на гряде Чернышева.

В более ранних силурийско-нижнедевонской и среднефранско-турнейской калейдовых формациях северо-восточного ограничения Европейской платформы карбонатные псефитолиты менее распространены и приурочены лишь к определенным горизонтам и территориям. В силурийско-нижнедевонской формации механизмы и способы образования обломочных карбонатов весьма разнообразны. Основными их образующими факторами являются штормовые процессы, дебитные потоки на континентальном склоне и в каньонах, волновая абразия на рифовых отмелях субаэральное осушение в тыловой части рифов и лагун, [1, 2, 4], оползни и обвалы, связанные с формированием Печоро-Колвинской системы внутри плитного рифтинга в верхне ордовикское время [3].

Среди генетических типов обломочных карбонатных пород среднефранско-турнейской формации выделяются брекчии осыпей и обвалов, образованные вокруг островных поднятий среди открытого мелководного моря, известняковые конгломераты волно-прибойной зоны, известняковые гравелиты и песчаники, связанные с зонами мелководья на морских отмелях или в приостровных областях [7].

Анализ пространственного расположения карбонатных брекчий показывает, что независимо от возраста они проявляются в одних и тех же разрезах. Так в среднеашигильско-нижнеэмской калейдовой формации брекчии развиты в разрезах рек Фомаю, Харута, М. Адак, Уса (д. Адак), Изрузьшор, Изъяю, в бассейне верхнего течения рек Косью и Кожим [5]. Карбонатные брекчии среднефранско-турнейской калейдовой формации встречаются в виде редких пропластков или линз среди известняков в разрезах рек Пымвашор, Б. Сыня, Б. Сарь-



юга, Кымбажью, Изъяю, Вангыр, Косью, Кожим, Б. Паток, Шугер, Подчерье, М. Печора, Унья [7]. А в верхневизейско-нижнеартинской — Нелыняшор, Исакью, Фомаю, Харута, Уса (Адак), Заостренная, Шарью, Бол. Сарьюга, Еджидью, Кымбажью, Войпемданью, Изъяю, Гердкыртаель, Вангыр, Бол. Надота, Бол. Инта (ср. течение), Кожим, Косью, Шугер (Нижние, Средние ворота и Верхние ворота), М. Паток, Подчерье, Илыч, Бол. Шайтановка, Мал. Печора, Унья [14].

Приуроченность брекчий к одним и тем же разрезам свидетельствует, по всей видимости, о неоднородности фундамента палеозойского карбонатного шельфа на северо-востоке Европейского континента, что обуславливало расположение мелководных и депрессионных зон и, таким образом, распределение условий формирования обломочных пород. В этом отношении нет никаких противоречий с регрессивно-трансгрессивным механизмом образования формационного ряда Елецкой структурно-формационной зоны, предложенного А. И. Елисеевым [7]. Однако существовали факторы, влиявшие не только на время и место накопления обломочных карбонатных отложений, но и на их интенсивность. Действительно, две из трех рассмотренных выше формаций (силурийско-раннедевонская и верхневизейско-нижнеартинская) отличаются повышенным содержанием карбонатных псефитолитов, а также наличием в своем строении их наиболее грубообломочных разностей (мегабрекчий). Объяснение этого факта можно найти при рассмотрении тектонической истории северо-востока Европейского континента [15, 11]. Как можно заметить, что на протяжении палеозоя на этой территории геологическая история обусловлена эволюцией Уральского палеоокеана. В частности, если в раннем палеозое преобладали процессы растяжения, наиболее ярким примером проявления которых является формирование Печоро-колвинского авлокогена [11], то в визейско—ранне пермское время — процессы сжатия, послужившие причиной формирования уральской складчатости [16]. По всей видимости, разрядка напряженности, возникшей в результате сопряжения двух тектонически различных процессов (вертикальных движений карбонатного шельфа и тангенсальных перемещений континента), приводила к интенсивным блоковым подвижкам в тарусско-стешевское время. Возможная сейсмичность, проявившаяся в результате этого, и островные поднятия в краевой части платформы способствовали максимальному пространственному распространению условий образования известняковых брекчий, их массивных, пластовых или внутрипластовых разностей, на всем Печорском Урале [3, 4, 14].

В заключении можно отметить, что выявленные в результате проведенного анализа закономерности образования карбонатных псефитолитов характерны не только для формаций из семейства калейдовых на северо-восточном ограничении Европейской платформы, для аналогичных формаций пассивных окраин западно-уральского типа: юго-западной окраины Европейской

платформы (Арденны) и западного ограничения Северо-Американской платформы [8].

*Исследования проводились в рамках программы ОНЗ-1 РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.*

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303с.
2. Антошкина А. И. Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала // Мат-лы 5—го Всерос. литолог. совещ. Екатеринбург, 14—16 октября 2008 г. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 25—27.
3. Антошкина А. И. Карбонатные псефитолиты подводных каналов как основание для рифа, Приполярный Урал // Статья в данном сборнике. Сыктывкар: Геопринт, 2010.
4. Антошкина А. И. Генезис верхнеордовикских карбонатных брекчий гряды Чернышева // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2009, № 12. С. 9—13.
5. Антошкина А. И., Першина А. И. Оползневые брекчии нижнего силура Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Ежегодник-1972. Институт геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1973. С. 16—20.
6. Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология, 1945. № 6. С. 27—44.
7. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
8. Елисеев А. И. Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое // Серия препринтов «Научные доклады», Коми филиал АН СССР. Вып. 78. Сыктывкар, 1982. 56 с.
9. Елисеев А. И. Семейства формаций северо-восточной пассивной окраины Европейского континента в палеозое. // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и перспективы: Материалы XII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 101—103.
10. Елисеев А. И. Карбонатные формации палеозойских пассивных окраин Западно-Уральского типа // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Материалы Второго Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 21—22.
11. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
12. Першина А. И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. М.—Л.: изд-во АН СССР, 1962. 122 с.
13. Сандула А. Н. Влияние тектоники на формирование известняковых брекчий карбона Печорского Урала // Области активного тектогенеза в современной и древней истории: Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 174—178.
14. Сандула А. Н. Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 143 с.
15. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.
16. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.

# ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЕЛЕТНЫХ ХОЛМОВ ВЕРХНЕГО КАРБОНА НА РЕКЕ ЩУГЕР

А. Н. Сандула<sup>1</sup>, Н. А. Канева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;  
sandula@geo.komisc.ru

<sup>2</sup> СыктГУ, Сыктывкар

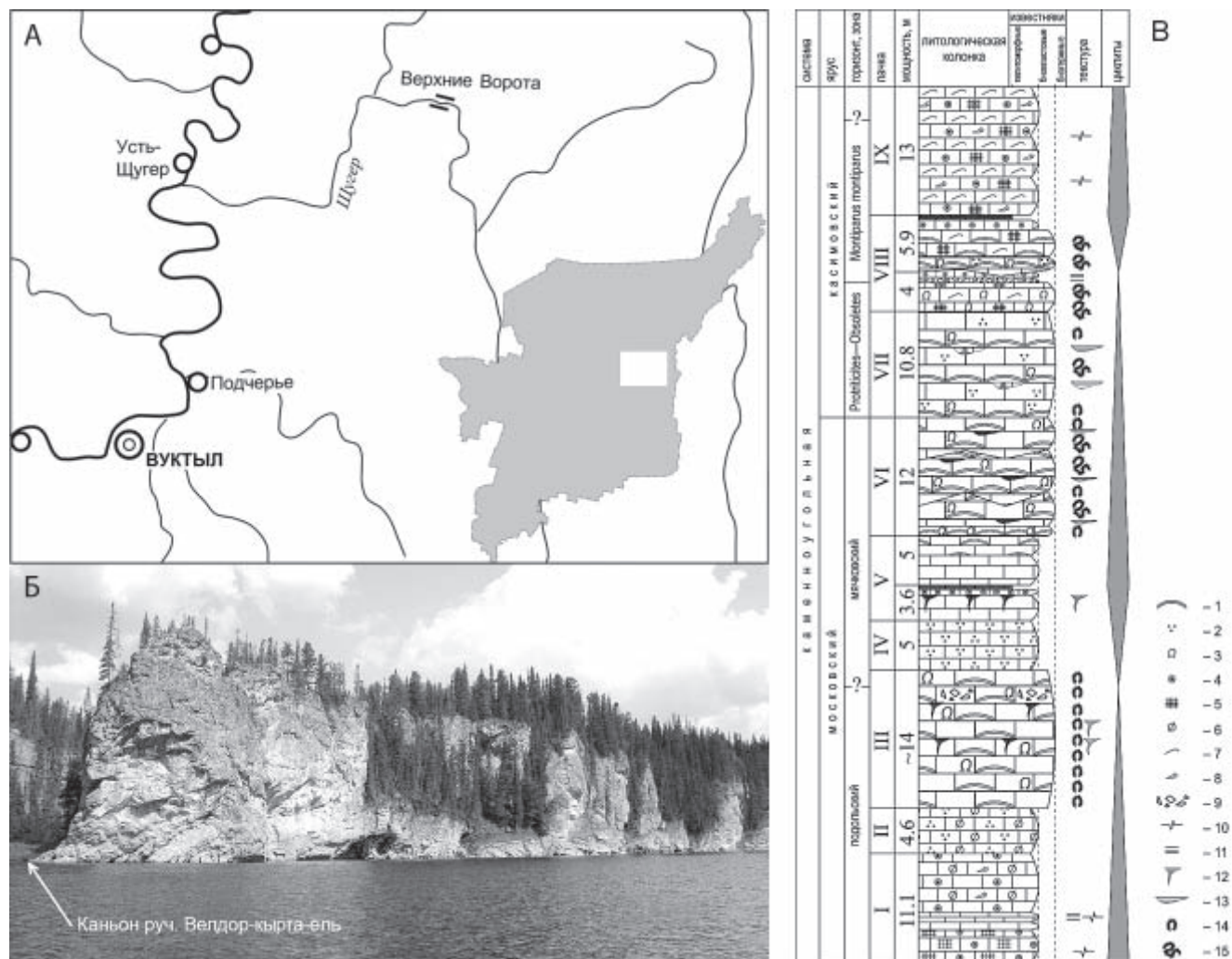
В разрезах Печорского Урала в карбонатных отложениях среднего, верхнего карбона и нижней перми широко распространены органогенные постройки, относящиеся преимущественно к типу скелетных холмов [1]. Большинство из них обычно связывали с развитием палеоаплизинных и мшанковых известняков. Однако

встречаются постройки сложенные скоплениями филоидных зеленых водорослей *Eugonophyllum*, *Anchicodium*, *Neoanchicodium* и *Ivanovia*, визуально напоминающие по строению палеоаплизины [8]. Примеры скелетных холмов подобного типа можно наблюдать в разрезе правобережного выхода Верхних Ворот р. Щугер (рис. 1).

В строении верхнемосковско-касимовских отложений можно наблюдать разрезы двух скелетных холмов подольского и верхнемосковско-касимовского возраста [4]. В каждом из них выделяются две стадии экологической сукцессии: стабилизации, колонизации [1], и этап деструкции, отвечающий времени разрушения постройки при достижении высокогидродинамической среды и остановки роста скелетных холмов [3].

По составу структурных компонентов среди изученных нами пород выделяются пять групп известняков: биоцементолиты, биокластовые, микробийные, пелитоморфные и обломочные [4, 5].

В группу **биоцементолитов** (рис. 2, А, Б) объединены известняки с обильными крустификационными структурами [2]. Морфологически они отличаются боль-



**Рис. 1.** Верхнемосковско-касимовские отложения Верхних Ворот р. Щугер: А — местоположение изученного разреза; Б — правобережный выход Верхних Ворот; В — литологическая колонка (стратиграфия приведена по: В. А. Черных [6], Б. И. Чувашов и др. [7]). Структурные компоненты: 1 — филоидные водоросли; 2 — микробийные скопления; 3 — тубифитесы; 4 — криноидеи; 5 — мшанки; 6 — фузулиды; 7 — брахиоподы; 8 — кораллы; 9 — литокласты. Текстурно-структурные особенности: 10 — стилолитовые швы; 11 — горизонтальная слоистость; 12–13 — синседиментационные трещины (каналы) с тонкой горизонтальной слоистостью проникающей извилистой (12) и линзовидной (13) формы; 14 — структуры крустификации; 15 — «червячковые» крустификационные структуры



шей массивностью и образуют сложно построенные толщи, в которых сочетаются участки различных известняков, но с явным преобладанием биоцементолитов. Основными структурными компонентами известняков данного типа являются остатки зеленых филоидных водорослей и реже брахиопод и мшанок. В составе породы отмечается множество тубифитесов, а вокруг биокластов и фрагментов водорослей *Anchicodium* и *Ivanovia* тонкие цианобактериальные пленки. Степень крустификации, по-видимому, напрямую зависела от количества в породе тубифитесовых остатков: чем больше последних, тем интенсивней она проявляется. В случае её отсутствия пространство между пластинами выполнено микритом или тонким скелетным материалом. Пластинчатые слоевища водорослей ориентированы в основном субпараллельно расположению напластованию. Однако на многих участках их пластины имеют прихотливые, извилистые очертания, в результате чего на хорошо отмытых поверхностях проступают «червячковые» текстуры. Часто напластование пород подчеркивается иловыми уровнями и ватерпасами. По составу биогенных остатков среди биоцементолитов можно выделить филоидно-водорослевые, водорослево-мшанковые, брахиоподово-мшанковые разности. Интересно, что снизу вверх по разрезу повышается роль биокластового материала. Если в основании изученного разреза (пачка III) известняки данного типа представлены исключительно филоидно-водорослевыми разностями, то выше по разрезу среди них появляются водорослево-мшан-

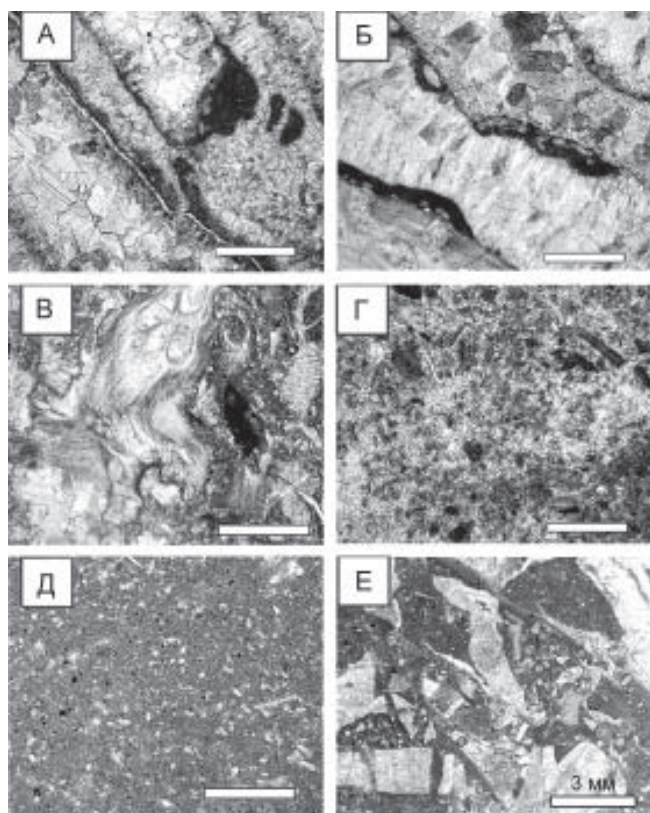
ковые (пачки VI, VII) и брахиоподово-мшанковые (пачка VIII) биоцементолиты.

Известняки **биокластовые** (рис. 2, В) встречаются по всему разрезу. Они сложены преимущественно крупным и грубым биокластовым материалом. Размеры скелетных фрагментов в основной массе обычно колеблются в пределах от 0.5 до 3 мм, и только в средней части пачки I разреза встречены мелкобиокластовые известняки. В составе биокластового материала преобладают обломки криноидей, мшанок и брахиопод. В зависимости от их количества выделяются криноидные, мшанково-криноидные, брахиоподово-мшанково-криноидные и мшанковые разности.

Криноидные известняки сложены ломом члеников криноидей размером от 1.5 до 3 мм, большей частью неокатанных и несортированных. Матриksom данных пород служат микрозернистый пелитоморфный кальцит и (или) микробиокластовый материал. Встречаются они внутри биогермных образований в качестве заполнителя внутрiformационных промоин. Биокластовый материал мшанково-криноидных известняков не сортирован, в основной своей массе (до 60 %) представлен члениками криноидей диаметром 1.5—5 мм и обрывками мшанок (до 20 %) с иглами и небольшого размера створками брахиопод, обломками веточек кораллов. Под микроскопом кроме упомянутых элементов обнаруживаются мелкие фораминиферы и микритизированные остатки водорослей. В некоторых случаях биокласты корродированы. Обрывки мшанок окружены тонкими микробактериальными пленками. Цемент разного типа: часто смешанный микрито-спаритовый (яснокристаллический с микрокомковатыми участками, крустификационный и регенерационный) и реже тонкозернистый пелитоморфный. Интересно, что крустификационная цементация наблюдается вокруг мшанок или плохо определенных пластинчатых остатков, а регенерационная — вокруг члеников криноидей. Брахиоподово-мшанково-криноидные известняки отмечаются в основании (пачка I) и в кровле (в составе пачки IX) шугерского разреза. По микроструктуре они сходны с мшанково-криноидными известняками. Также основными структурными элементами выступают членики криноидей, обрывки мшанок, обломки и целые раковины брахиопод с редкими раковинами фузулинид. Основной массой для этих пород обычно служит микробиокластово-пелитоморфный известняк.

К известнякам **микробактериальным** (рис. 2, Г) относятся породы, сложенные скоплениями комков и сгустков с неразличимой структурой, образованных, вероятно, кальцимикробами. В составе известняков содержится незначительное количество (до 10 %) микробиокластового материала и единичные колонии *Tubiphytes*. Участки микрокомковато-сгустковой структуры сцементированы тонкокристаллический кальцитом, а участки с тубифитесами — крустификационным. В шугерском разрезе данные породы зачастую встречаются в биогермных толщах или биокластовых (фузулинидовых) известняках в виде отдельных участков, иногда довольно больших, и только в средней части разреза они образуют отдельные пласты (пачка IV).

Известняки **пелитоморфные** (рис. 2, Д) нацело сложены криптозернистым кальцитом с небольшой (до



**Рис. 2.** Типы пород верхнемосковско-касимовских отложений Верхних Ворот р. Шугер. Биоцементолиты: филоидно-водорослевый (А, шл. 8Щ 39/26), водорослево-мшанковый (Б, шл. 8Щ 39/30). Известняки: биокластовый (В, шл. 8Щ 39/3), микрокомковато-сгустковый микробактериальный (Г, шл. 8Щ 39/8), пелитоморфный (Д, шл. 8Щ 39/15), биолитокластовый (Е, шл. 8Щ 39/37). Масштаб равен 0.5 мм, если не указано иное. Никколи скрещены





3 %) примесью кварцевого алеврита. Тектурные особенности данных пород различны. В одних случаях наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, а в других — признаков наложения нет. Иногда отмечаются слабовыраженные текстуры, напоминающие ходы илоедов. Данные текстуры подчеркнуты вкраплением рассеянного пирита в виде округлых и угловатых зерен размером до 0.1 мм. Эти известняки не образуют мощных пластов, встречаются в синседиментационных трещинах в биоцементолитах и в виде маломощных (до 0.5 м) пластов в подошве крупных седиментационных циклов.

Известняки **обломочные** (рис. 2, Е) подразделяются на мелкообломочные известняковые брекчии и биолитокластовые разновидности.

Мелкообломочные известняковые брекчии среди биогермных отложений (пачка III) образуют внутриформационные тела размером до 1—1.5 м без четких очертаний. Обломочная структура таких тел выражена весьма слабо, так как большинство обломков и вмещающий их матрикс имеют сходные окраску и структурно-тектурные признаки. Наиболее отчетливо она проявляется там, где цементирующая масса имеет красноватый оттенок. Обломки известняков (до 5 см) в составе брекчии не окатаны или полуокатаны. Среди них можно выделить тонкослоистые пелитоморфные, биокластово-микробиальные и филлоидно-водорослевые фрагменты.

Биолитокластовые известняки образуют небольшие прослои в каналах линзовидной формы среди биоцементолитов (пачка VII) и пласт мощностью 0.5 м в средней части пачки VIII. Данные породы по сравнению с рассмотренными ранее известняковыми брекчиями имеют более четкую структуру. Обломки известняков размером 1—2 см составляют до 50 % объема породы, причем наибольшее их количество приурочено к основанию слоев. Они имеют большей частью остроугольные очертания. По составу они идентичны подстилающим породам, а основная масса — перекрывающим.

Распределение рассмотренных выше литотипов пород показывает, что в разрезе Верхних Ворот повторяются интервалы, содержащие обломочные породы и пелитоморфные известняки. Если допустить, что появление первых отвечает наиболее низкому уровню моря, а вторых — высокому, то в соответствии с их положением можно выделить три трансгрессивно-регрессивных седиментационных цикла: 1) подольский, 2) верхнемосковско-нижнекасимовский, 3) касимовский. Заметим, что биогермные отложения в данном разрезе тоже приурочены к двум интервалам. Первый из них захватывает верхнюю часть регрессии подольского и нижнюю часть

трансгрессивного интервала верхнемосковско-нижнекасимовского циклитов; второй — верхнюю часть регрессии верхнемосковско-нижнекасимовского и нижнюю трансгрессивную часть касимовского циклитов. Разделяет их пачка мощностью около 14 м, сложенная биокластово-микробиальными, водорослево-биокластовыми известняками. Причем в составе пород нижней её части наблюдается постепенное уменьшение остатков филлоидных водорослей, а в верхней (после пелитоморфных известняков) — увеличение.

Анализ биоценозов скелетных холмов из разреза Верхних Ворот р. Шугер показывает, что в составе подольского холма преобладают остатки филлоидных водорослей, что позволяет отнести его к филлоидно-водорослевому типу. Московско-касимовский холм по составу слагающих ее пород является водорослево-мшанковым. Причем его в строении снизу вверх по разрезу наблюдается постепенная смена биоценозов от практически полного преобладания филлоидных водорослей к тубифитесово-мшанковым и брахиоподово-мшанковым сообществам.

*Работа проводилась в рамках программы Президиума РАН 15/2, № 09-П-5-1008.*

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Антошкина А. И. Биоцементолиты — важный компонент органогенных построек позднего карбона — ранней перми (на примере севера Урала) // Верхний палеозой России: Стратиграфия и фациальный анализ: Материалы Второй Всерос. конф. Казань: КГУ, 2009. С. 42—43.
3. Пономаренко Е. С. Стадии развития ассельской органогенной постройки на реке Унья (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 17 науч. конф. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 203—206.
4. Сандула А. Н., Канева Н. А. Биогермные отложения Верхних Ворот р. Шугер // Верхний палеозой России: Стратиграфия и фациальный анализ: Материалы Второй Всерос. конф. Казань: КГУ, 2009. С. 68—70.
5. Сандула А. Н. Верхнемосковско-касимовские скелетные холмы на р. Шугер // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2009. № 9. С. 2—4.
6. Черных В. А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.
7. Чувашов Б. И., Мизенц Г. А., Черных В. В. Верхний палеозой бассейна р. Шугор (правобережье средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 2. Екатеринбург, 1999. С. 38—80.

# ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ СПЕЦИФИЧЕСКИХ РИФОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

К. М. Седаева

МГУ, Москва; [sedaeva-mgu@mail.ru](mailto:sedaeva-mgu@mail.ru)

Карбонатные толщи со специфическими рифогенными образованиями прослеживаются в стратиграфически узких интервалах разреза позднего палеозоя по периферии Восточно-Европейской (ВЕП), Сибирской и Северо-Американской платформ в зоне их сочленения с палеозойскими складчатыми структурами. Как правило, с временным интервалом их формирования хронологически совпадает эпоха интенсивного накопления ОВ и положение нефтематеринских горизонтов во многих нефтегазоносных бассейнах Северного полушария: Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Западно- и Восточно-Сибирский НГБ [2] и нефтегазоносные провинции Канады (провинция Альберта) и С Ш А (штаты Вайоминга, Монтана, Техас) [6 и др.].

Одним из подобных интервалов является граница девона — карбона. На этом уровне зафиксированы специфические рифогенные образования [7, 8], которые представлены рифоподобными микробальными образованиями куполовидной или клиноформноподобной формы и монотаксонными органогенными постройками, довольно часто биостромного (западная периферия Восточно-Европейской платформы [10]) и биогермного типа (западная окраина Северо-Американской платформы [9, 10 и др.] и Сибирской платформы, восточная периферия ВЕП). Они характеризуются: 1) обедненным составом органических остатков, 2) низкой степенью их видового состава (за исключением радиолярий) и 3) почти полным отсутствием (в должном количестве) организмов — биогермообразователей, кроме строматопороидей. Монотаксонные органогенные постройки наблюдаются эпизодически и локально на отдельных участках внутреннего шельфа и (или) по периферии карбонатных платформ или рампы внешнего шельфа, пространственно приуроченных к палеоподнятиям.

Формирование рифоподобных микробальных образований происходило локально по внешней окраине крупной отмельной области открытого шельфа, в местах сопряжения конседиментационно растущих палеоподнятий и палеовпадин и пространственно они были приурочены к крупным региональным разломам. На этих участках постоянно сохранялся крайне мелководно-морской режим карбонатакопления на фоне значительного их прогибания за счет интенсивного микробального выделения  $\text{CaCO}_3$ .

Специфические рифогенные образования формировались в различных геотектонических обстановках. Образование монотаксонных органогенных построек про-

исходило на фоне медленного погружения и относительно замедленной седиментации в пределах карбонатных платформ или рампы, а рифоподобных микробальных образований — на фоне ускоренного погружения и активного карбонатакопления на их периферии

Исходя из анализа общих черт палеогеографии, палеотектоники, палеогеодинамики и металлогении, выявлено, что их формирование происходило во время проявления ранней фазы герцинского цикла тектогенеза, на фоне заключительного этапа рифтогенеза. Синхронно с рифтогенезом происходили: 1) активизация разномасштабных эндогенных процессов преимущественно плюмного мантийного магматизма [11, 1, 5 и др.]; 2) излияние базальтов и 3) дестабилизация геомагнитного поля Земли и отчасти его инверсия [12, 13, 3, 4 и др.]. С временным интервалом формирования специфических рифогенных образований совпадает формирование разнотипных по генезису и составу рудных формаций и месторождений (нередко крупных) с контрастными ассоциациями полезных компонентов (алмазонаосные, редкоземельные и редкометальные, золото-серебряные, платиноидные, колчеданно-полиметаллические и др.), что связано с возможностью генерации широкого спектра расплавов из исходного мантийного субстрата. Отсюда следует, что их формирование происходило на переходном этапе между двумя геодинамическими циклами (океаническим и последующим континентальным), на фоне проявления мантийного плюмного типа магматизма и не сопровождалось океанической и гранитногенно-континентальной металлогенией, свидетельствуя, что «...геодинамика палеоокеанов, континентов и промежуточных континентально-океанических структур приобретает однотипный характер, плитная тектоника затухает и происходит активизация сверхглубинных структур и субвертикальной разломной тектоники, что обуславливают локальный очаговый плюмный мантийный магматизм разной основности — щелочности» [1]. На этом фоне шло дальнейшее: 1) формирование системы поднятий и впадин по периферии древних платформ; 2) воздымание и опускание значительных блоков земной коры и 3) углубление малых океанических бассейнов, существовавших с позднего девона, — Ангаючан, Оймяконский, Севентимайл, Гуднюс, Слайд Маунтин. Тектоно-магматические процессы обусловили: 1) поступление значительного количества  $\text{SiO}_2$  и сопутствующих малых элементов; 2) резкие эвстатические флуктуации уровня моря (частые трансгрессии, прерывавшиеся кратковременными регрессиями); 3) изменение палеоландшафтных обстановок и палеоэкологических условий и 4) появление аноксидных обстановок в морских бассейнах [12, 13]. Это повлекло за собой резкое снижение биоразнообразия среди многих представителей морской биоты в связи с неблагоприятными (стрессовыми) условиями их существования и значительному вымиранию (биотический кризис на рубеже девона—карбона), что обусловило формирование специфических рифогенных образований на этом временном уровне.

Таким образом, формирование специфических рифогенных образований девона—карбона происходило на переходном этапе между двумя геодинамическими циклами (океаническим и последующим континентальным),



на фоне проявления мантийного плюмного типа магматизма, обусловившего рудоконцентрирующие процессы в различных магмоочаговых зонах, и они знаменуют собой плюмово-рифтогенный этап. Специфические рифогенные образования зафиксированы не только на этом стратоуровне, но и в основании раннего девона и средней перми и их формирование также сопряжено с тектоно-магматической активизацией и критическими рубежами палеозоя в эпоху проявления фаз каледонского и герцинского циклов орогенеза [7, 8 и др.]. По мнению автора их можно рассматривать как индикаторы переходного геодинамического этапа.

#### Литература

1. Абдрахманов К. А. Глобальные металлогенические стратоуровни и их рудогенерирующие источники // Фундаментальные проблемы месторождений полезных ископаемых и металлогения: Материалы XXI Межд. научн. конф. М.: МГУ, 2010. С. 117—118.
2. Вопросы эволюции исходного органического вещества нефтегазоматеринских формаций и его производных в истории Земли / В. К. Шиманский, Т. К. Баженова, В. Ф. Васильева и др. // Новые идеи, теоретические обобщения и методические решения в нефтяной геологии. СПб.: Недра. 2004. С. 59—75.
3. Колесов Е. В. Хангенбергское глобальное геологическое событие и инверсии геомагнитного поля на рубеже девона и карбона // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всерос. науч. конф. Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 144—147.
4. Колесов Е. В. Хангенбергское глобальное геологическое событие и инверсии геомагнитного поля на рубеже девона — карбона. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ РАН, 2003.
5. Малышев Н. А., Никишин А. М., Драчев С. С. Тектоническая история российских арктических шельфов и сопредельной суши // Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2010. С. 19—23.
6. Перродон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1991. 359 с.
7. Седаева К. М. Рифогенные образования кризисных рубежей палеозоя // Геология рифов: Материалы Межд. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 147—149.
8. Седаева К. М. Специфические карбонатные образования кризисных рубежей палеозоя // Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли: Тр. Межд. науч. конф. Тюмень: ТюмГНГУ, 2008. С. 238—246.
9. Симаков К. В. Очерки по стратиграфии пограничных отложений девона и миссисипия Северной Америки. М.: Наука, 1984. 223с.
10. Симаков К. В. Опорные разрезы и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Западной Европы. М.: Наука, 1985. 247с.
11. Шитлов Э. В. Эпохи рифтогенеза в эволюции Западно-Арктической континентальной окраины Евразии и ее осадочных бассейнов // Материалы XL Тектонического совещания. Т. 2. М. ГЕОС, 2007. С. 332—335.
12. Walliser O. H. Geologic processes and global events // Terra cognita, 1984. № 4. P. 17—20
13. Walliser O. H. Global Events and Event Stratigraphy in Phanerozoik // Berlin, Heidelberg, New York: Springer. 1995. 333 p.

## О ВЗАИМОСВЯЗИ ПРОЦЕССОВ БИОГЕРМО- И ТРАВЕРТИНООБРАЗОВАНИЯ С УЧЕТОМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ИХ ПРОХОЖДЕНИЯ

Г. А. Семенов

СКНЦВШ ЮФУ, Ростов-на-Дону; gregsemenov@gmail.com

Ископаемые органогенные постройки — это специфические образования биохемогенных пород, сложенных преимущественно карбонатом кальция, накопленного скелетами морских организмов, в основном кораллами, водорослями и мшанками. Травертины также представляют собой преимущественно карбонатные осадки, отложившиеся из вод различной минерализации, газонасыщенности и температуры вследствие потери раствором газовой фазы на термодинамическом и других барьерах, приводящей к био- и хемогенной садке чаще всего кальцита и арагонита в экзогенных условиях [1].

Зависимость строения органогенных построек от тектонической структуры и эпейрогенических движений отражается в тектонической классификации рифов, распространенных в геосинклинальных и платформенных областях земной коры [2]. Травертины также характерны как для геосинклинальных складчатых поясов и областей тектономагматической активизации, так и для платформенных областей, особенно в районах развития поверхностного карста [3, 4]. Наименование «травертин» является генетическим термином для всех биохемогенных континентальных образований в озерах, реках, источниках и карстовых полостях [5]. Травертины и рифы нередко контролируются единой тектонической зоной, но возникновение органогенных построек связано с ранними этапами фаз складчатости любой эпохи, тогда как отложение травертинов венчает процессы тектогенеза.

Парагенез биогермных известняков и вулканогенных пород хорошо изучен для образований кембрийского (Республика Тыва) и девонского (Урал, Ферганская область Республики Узбекистан) возрастов. Строителями каркаса органогенных построек в вулканогенно-рифтовых толщах выступают аналогичные группы организмов, характерные для соответствующих временных разрезов [6]. Садкой травертинов сопровождалась интенсивная вулканическая извержения на юге Восточной Сибири в каледонскую эпоху складчатости и на территории США в древнечетвертичное время. Девонские травертины Минусинского межгорного прогиба [7] залегают согласно среди вулканогенно-осадочных образований копьевской серии и представляют собой линзовидное тело мощностью 90 м и протяженностью до 2 км, содержащее повышенные концентрации вольфрама и ртути. Разгрузка гидротерм вулканогенного происхождения в депрессионные участки рельефа приводила к возникновению в одном случае уникальных скоплений лития и вольфрама



в озере Серлс (штат Калифорния), а в другом — к образованию в «известковых туфах» (травертинах) озера Лагонтан (штат Невада) месторождения вольфрамо-марганцевых руд Голконда [8, 9].

Подобные условия разгрузки гидротермальных систем могли возникать в любую геологическую эпоху и в океане. Отложение травертинов происходило сингенетично с ростом органогенной постройки, о чем свидетельствует, во-первых, широкое развитие в биогермных телах инкрустационных текстур. Обломки биогермных известняков с инкрустационными корками встречены в зоне шлейфов древних построек [6]. Во-вторых, вместо озерных известковых водорослей, как например, на озере Моно в Калифорнии, большое влияние на понижение растворимости  $\text{CaCO}_3$  и его последующее осаждение имели морские виды водорослей [10].

Считаем, что механизм образования является единым как для травертинов, отложившихся из богатых бикарбонатом кальция сероводородно-углекислых вод различной минерализации, газонасыщенности и температуры, в основном, по листователю мхам и озерных известковых водорослей, так и для их морских аналогов.

Общеизвестно, что в эволюции биосферы среди множества биогеохимических процессов первостепенное значение имела способность живых клеток концентрировать химические элементы из окружающей среды, причем главенствующая роль отводилась процессу фотосинтеза. По мнению В. И. Вернадского [11], большое количество металлов, концентрируемых организмами в течение всех геологических эпох, могло приводить к образованию многих руд осадочного происхождения. Травертины и органогенные постройки сами нередко являются концентраторами в промышленных масштабах ряда полезных ископаемых [3, 8, 12—15 и др.].

Нами ранее [16] была изучена степень геохимической зараженности биохомогенных карбонатных образований триаса и антропогенных травертинов Западного Кавказа, контролируемых единой тектонической структурой: с севера — Северным разломом, а с юга — Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной. Для выявления статистического различия содержания малых химических элементов было изучено 215 образцов: по 70 — для биогермных и вмещающих их известняков (реже доломитов) и 75 — для травертинов. Все карбонатные породы анализировались в ЦЛ ПГО «Севкавгеология» (г. Ессентуки) без выделения нерастворимой глинистой фракции.

На основании полученных результатов были сделаны следующие выводы:

1. В известняках нерифовой фации наблюдается наиболее высокое содержание большинства химических элементов, что, вероятно, обусловлено присутствием значительного количества (от 5 до 12 %) нерастворимого глинистого вещества. Относительная чистота химического состава биогермных пород обусловлена механизмом создания карбонатного скелета рифостроителей, подчиняющемся таксономическому и филогенетическому контролю, и низкому содержанию (от 1 до 3 %) нерастворимого остатка.
2. Наиболее химически чистыми являются травертины, что объясняется механизмом образования (фотосинтез) по листователю мхам и незначительным ко-

личеством (от 0.1 до 2 %) примеси захваченного почвенно-растительного слоя при медленном растекании травертиноотлагающих вод. По большинству элементов травертины в 5—10 раз стерильнее биогермных образований и 15—40 раз — карбонатных пород нормального седиментационного ряда.

3. Микроэлементы Mn, Ti и V дают практически незначительные колебания концентраций, как для отдельных типов осадков, так и для различных морских и континентальных фаций. Для Cu, Pb и Zr равенство характерно только для морских образований, а по Zn, Ba и Co равенство установлено для биогермных пород и травертиновых образований. В то же время содержания Ni и Cr специфичны для каждого типа осадков.
4. Отношение любого эталонного элемента (Mn, Ti, V) к специфическому (Ni, Cr) элементу может быть использовано в качестве индикатора условий осадконакопления. Значения этих коэффициентов для биогермных разностей в 2—3 раза, а для травертинов — в 6—30 раз меньше, чем у морских карбонатных пород, причем у травертинов наблюдается абсолютное равенство коэффициентов как для Ni, так и для Cr.

Последний вывод наиболее важен при разбраковке палеотравертинов, характерных по нашему мнению не только для каледонской [7] фазы складчатости (девонские травертины Минусинского межгорного прогиба), но для других эпох тектономагматических активизаций. При плохой обнаженности территории, связанной со слабой расчлененностью рельефа, и единичных пересечениях при составлении разрезов палеотравертины могут описываться, скорее всего, как известняки нормального седиментационного ряда, чем искажается реальная первичная геологическая информация.

#### Литература

1. Семенов Г. А. Травертины и известковые туфы Северного Кавказа // Изв. СКНЦВШ. Естеств. науки, 1982. № 4. С. 20—25.
2. Каледа Г. А. Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 1975. 192 с.
3. Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
4. Бартош Т. Д. Геология и ресурсы пресноводных известковых отложений голоцена. Рига: Зинатне, 1976. 258 с.
5. Сендерс Дж. И., Фридмен Дж. М. Происхождение и распространение известняков // Карбонатные породы. М.: Мир, 1970. Т. 1. С. 165—248.
6. Королюк И. К., Михайлова М. В., А. И. Равикович и др. Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. 236 с.
7. Оханкин Н. Д. Девонские травертины района (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика, 1961. № 5. С. 80—82.
8. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 530 с.
9. Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М., Недра, 1973. 295 с.
10. Семенов Г. А. О взаимосвязи процессов биогермо- и травертинообразования // Биоседиментация в морях и океанах: Матер. Всесоюз. совещ. М., 1983. С. 122—123.
11. Вернадский В. И. Биосфера (Избранные труды по биогеохимии). М.: Мысль, 1967. 376 с.



12. Уайт Д. Месторождения ртути и цветных металлов, связанных с термальными минеральными источниками // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: 1970. С. 479—528.

13. Байков А. А., Седлецкий В. И., Семенов Г. А. О пространственно-генетической связи травертинов с месторождениями полезных ископаемых (на примере Северного Кавказа) // Докл. АН СССР, 1982. Т. 267. № 3. С. 682—685.

14. Байков А. А., Седлецкий В. И., Семенов Г. А. Травертины Северного Кавказа // Геология рудных месторождений, 1983. № 2. С. 57—66.

15. Седлецкий В. И., Семенов Г. А., Байков А. А. Травертины Альпийского пояса как минералого-геохимические информационные каналы геологической истории // Новые идеи и концепции в минералогии: Матер. 3-го Межд. сем. Сыктывкар, 2002. С. 209—215.

16. Пушкарский Е. М., Семенов Г. А. Геохимические особенности ископаемых органогенных построек триасового возраста и травертинов Западного Предкавказья // Биоседиментация в морях и океанах: Матер. Всесоюз. совещ. М., 1983. С. 122—123.

## КОЛЧЕДАННО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РИФАХ УХТИНСКОГО РАЙОНА

Н. С. Сиваш, Н. В. Берг

УГТУ, Ухта; *Berg-Nadya@yandex.ru*

В геологическом строении Ухтинской площади принимают участие образования фундамента, метаморфизованные в фации зеленых сланцев и прорванные гранитами, и отложения девона (преимущественно верхнего), представленные терригенными, вулканогенно-осадочными, терригенно-карбонатными, карбонатными (рифогенными) формациями, прорванные силами и дайками базальтов. Ухтинская площадь расположена в пределах наиболее приподнятой части Ухта-Ижемского вала, именуемой Ухтинской складкой или антиклиналью. Сводовая часть складки осложнена серией крупных разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субмеридианального простирания. В пределах площади установлено два рифовых массива: Седьюский и Верхнеухтинский, каждый из которых включает рудопроявление колчеданно-полиметаллической минерализации (Ниаель и Курские Дачи соответственно).

Седьюский рифовый массив расположен на юго-восточной периклинали Ухтинской складки. Седьюский органогенный массив выделен В. В. Меннером как краевой рифогенный массив. Образования рифа представлены массивными, в меньшей мере слоистыми строматопорово-водорослевыми известняками и вторичными доломитами, с реликтовой сферово-стустковой или узорчатой (фенестровой) текстурой. Наиболее сильная вторичная доломитизация характерна для нижней части органогенных построек, в верхней преобладают узорчатые известняки [3].

Разрез нижней части сирачойской свиты вскрывается на руч. Ниаель (т. н. 118—С). Здесь на переслаивании глин и известняков темно-бурых, доманикоидного облика с мощностью отдельных прослоев от 5—7 до 10 см (прослой глин содержат обильную фауну брахиопод) залегают брекчии карбонатные, ржаво-бурые, мелкощебенистой и дресвяной размерности на карбонатном цементе. Кроме обломков известняков содержит включения голубых аргиллитов (мергелей), фауну брахиопод и кораллов. Вверх по разрезу размеры обломков уменьшаются до псаммитовой размерности (т. н. №5) и брекчии переходят в буровато-серые, серые мелкозернистые известняки мощностью 0.1—0.2 м. Порода содержит пирит в виде тонкой послойной вкрапленности и мелких линз 0.5—0.7 см до 1 x 10—12 см, а так же тонкую окисленную рассеянную вкрапленность по всей породе. Выше залегает известняк светло-серый, пелитоморфный, скрытокристаллический, с неясной линзовидно-волнистой слоистостью и с неровной бугристой поверхностью. Породы разбиты тремя системами трещин и содержат обильную сульфидную минерализацию (сфалерит, реже халькопирит, галенит) по трещинам и послойно в самой породе.

В среднем течении руч. Ниаель (т. н. № 1) установлены известняки светло-бурые, пятнистые, трещиноватые, кавернозные, залегающие стратиграфически выше уже описанных пород. По всей породе наблюдаются ветвящиеся тонкие прожилки пелитоморфного и рудного вещества, что и придает породе в целом узорчатый облик. В верхней части обнажения № 1 известняки содержат обильную сульфидную минерализацию как по трещинам, так и по самой породе. Содержание рудного составляет 20—30 %, достигая на отдельных участках 40—50 %.

На полную мощность известняки сирачойской свиты вскрыты в скважинах бурового профиля 1—1, пробуренных к северу от рудопроявления «Ниаель». Разрез, представлен доломитами и доломитизированными известняками с редкими прослоями мергелей и глин мощностью 0.5—0.7 м. По всему разрезу отмечаются доломитизация, окварцевание, прожилки и гнезда кальцита, кварца, доломита, идущие почти вертикально, пиритизация. В скв. 1—Седью (инт. 127.0—129.8 м) вскрыта зона нарушения, ниже которой встречен известняк с рваными ветвящимися прожилками кальцита и обильной пиритизацией.

Верхнечутинский органогенный массив выделен по сейсморазведочным данным в междуречье р. Лоим и верховьев р. Чуть. Он отчетливо отображается в современном рельефе в виде выступа рельефа (абс. отм. 239.9 м). На временных сейсмических разрезах массив выделяется своеобразным рисунком волнового поля. В картировочной скв. 15—К (инт. 3.7—140.0 м) образования органогенного массива представлены доломитами и доломитизированными известняками светло-серыми, желтовато- и розовато-светло-серыми, кавернозными, пористыми, трещиноватыми, с гнездами кальцита и гидроокислами железа в трещинах и кавернах. В породах отмечены включения сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит). Мощность массива в скв. 15—К — 136.3 м [3]

В результате исследований, проведенных авторами разрез скв. 15К сложен органогенными и органогеннообломочными, детритовыми известняками и доломитами (последние преобладают), в значительной степени переработанными гидротермальными процессами до состояния песчаниковидных, брекчиевидных, содержащих жилы, прожилки и жеоды, выполненные молочно-белым или водяно-прозрачным кальцитом и сильно закарстованных, местами до состояния известковистой и доломитовой муки. Отдельные интервалы содержат видимую рудную минерализацию. Породы разбиты сериями трещин преимущественно субвертикального направления, хотя отмечаются горизонтальные и диагональные, что придает им брекчиевидный облик. Песчаниковидный известняк встречается как в разрезе скважины, так и на поверхности и, как правило, содержит рудную минерализацию. На контакте сирачойской и ветлосянской свит встречены зеленовато-серые, тонкозернистые, глинистые песчаники с сульфидной минерализацией.

Минерализация рудопроявления «Курские Дачи» прожилково-вкрапленная. Из рудных минералов присутствуют пирит, сфалерит, гематит, редко галенит, халькопирит, самородное серебро. В инт. 6.0—7.1 м скв. 15К выявлены несколько необычные образования-внешняя часть сложена сидеритом, а центральная (ядерная) представляет собой магнитные шарики (возможно древние тектиты).

Сульфидная минерализация на Ухтинской площади установлена в широком временном диапазоне с протерозоя до

сирачойской свиты включительно, но основные рудопроявления развиты в карбонатах сирачойской свиты. По условиям локализации структурно-тектонической позиции, вещественному составу рудная минерализация Ухтинской площади по мнению авторов наиболее полно отвечает миссисипскому типу колчеданно-полиметаллического оруденения. Для сравнения можно привести характеристику месторождения юго-восточной части штата Миссури.

Большая часть руд концентрируется в породах формации Бонн-Терр, представленных тонкоплитчатыми либо толсто-слоистыми разноокрашенными доломитами, возникшими преимущественно в диагенетических условиях. Нижние 75 м формации Бонн-Терр характеризуются наличием рифовых сооружений. Намечается шесть структурных типов рудных тел, из которых для нас представляют интерес два:

*Тип комплекса баровых рифов.* Он представляет собой гигантские сложные гребни и является концентратором руд в районе. Протяжение таких сооружений достигает 5000 м, ширина 300—350 м, а вертикальный интервал распространения захватывает нижние 70 м формации Бонн-Терр.

*Тип водорослевых рифов.* К этим рифам относятся крупные массы пород с органогенной структурой, содержащие механические обломки и отдельные слои типичных осадочных образований. Оруденение тяготеет к контакту между колониальными водорослевыми рифами и подстилающими кластическими карбонатам. Многие рифы не несут свинцово-цинкового оруденения. [1]

Разрывные нарушения (типа сбросо-сдвигов) преимущественно северо-западного простирания играли важную роль в размещении оруденения. Они наряду с широко распространенными более мелкими разрывами и трещинами отдельности вмещают карбонаты и сульфиды свинца и цинка. Наиболее богатые руды с максимальным вертикальным размахом возникают в благоприятных горизонтах, барах и рифах вблизи разрывных нарушений.

Полиметаллическая минерализация Ухтинской площади локализована в рифогенных массивах, расположенных на склоне крупной тектонической структуры Ухта-Ижемского вала в местах пересечения крупных разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания и приурочены к участкам гидротермальной проработки образований осадочного чехла. Таким образом, минерализация имеет несомненное сходство (по условию локализации, структурно-тектонической позиции и вещественному составу) с месторождениями юго-восточной части штата миссури, относящимся к миссисипскому типу.

Возраст минерализации как для месторождений миссисипского типа, так и для минерализации Ухтинской площади определяется не древнее пермского [2]. Следовательно рифогенные образования палеозоя на участках пересечения их крупными разрывными нарушениями являются потенциально перспективными для поисков данного типа минерализации.

#### Литература

1. Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. 2-е изд. М.: Недра, 1982. 383 с.
2. Кочетков О.С. Геология, рудогенез и перспективы поисков месторождений металлов на Тимане. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Ухта, 1983.
3. Юманов Ф. Л. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листа Р-39-VI (Ухтинская площадь). 2004 г. Фонды ООО «Геолог-1».





# МАЛОАМПЛИТУДНЫЕ РАЗЛОМЫ КАК ОРИЕНТИРЫ ДЛЯ ПОИСКА РИФОВЫХ МАССИВОВ

А. И. Сивцев, А. Р. Александров, М. М. Петров

ИПНГ СО РАН, Якутск; *maraday@yandex.ru*

Актуальной проблемой в настоящее время является проблема локализации в плане рифовых построек, которая позволит сузить круг исследований, повысит эффективность геологоразведочного производства. В качестве одного из поисковых критериев рифовых массивов должны рассматриваться, выявляемые сейсморазведочными работами низкоамплитудные разрывные нарушения. В преобладающем большинстве геолого-геофизических разрезов с выделением рифовых тел наблюдается приуроченность к рифовым телам разломов. При этом, разломы, как правило, приурочены к крутым склонам и стратиграфически ниже рифовых тел.

На наш взгляд, происхождение рассматриваемых низкоамплитудных разломов имеет «камеральный», искусственный характер. Для объяснения данного явления нужно построить физико-геологическую модель рифового массива и вмещающих пород.

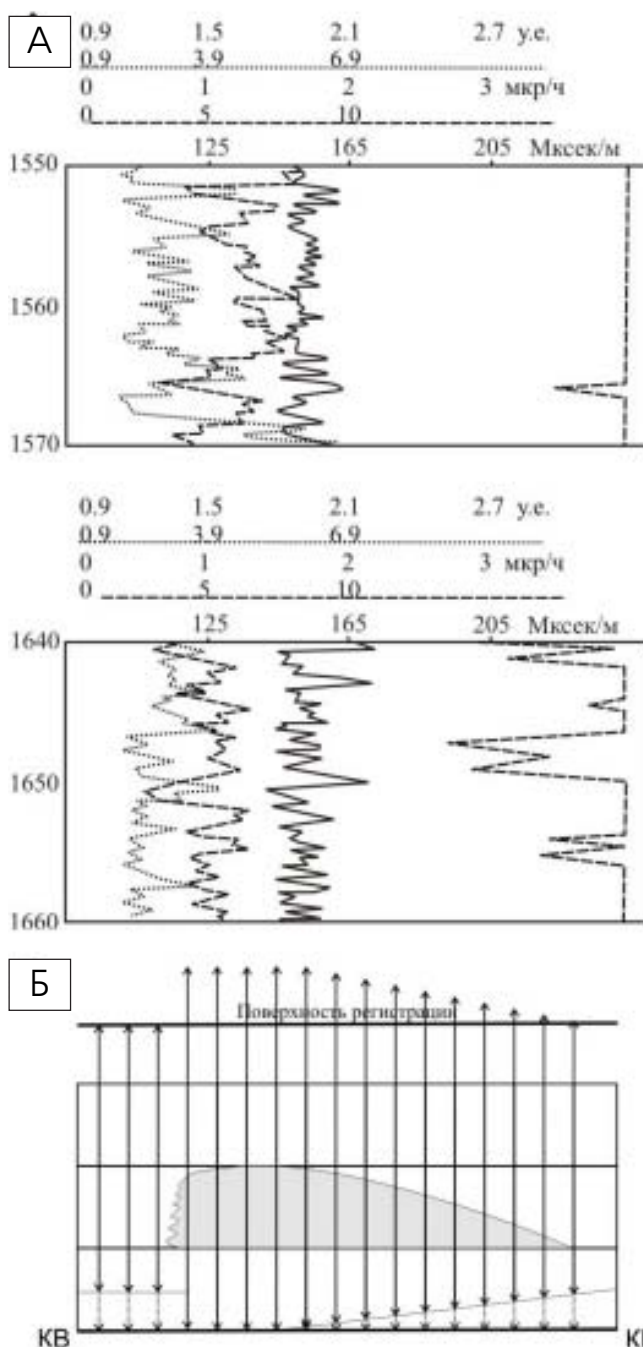
Рифовые тела, из мирового и отечественного опыта изучения, выделяются повышенной плотностью относительно вмещающих пород, следовательно и скорости прохождения сейсмических волн должны быть повышенными в пределах развития рифов. Рифы, представляют собой сооружения с жестким каркасом, значительно более устойчивы к сжатию, чем окружающие, преимущественно глинистые породы. Последние под весом вышележащих толщ уплотняются над рифом в значительной степени, чем за его пределами. Все эти процессы в комплексе обуславливают высокую скорость прохождения сейсмических волн в рифовых массивах.

В качестве полигонного объекта исследований рассмотрена территория Сюгджерской седловины Сибирской платформы, в пределах которой развиты среднекембрийские рифовые массивы. Онкучахская скважина глубокого бурения вскрыла рифовый массив с толщиной 560 м (инт. 600—1160 м) на центральной части Сюгджерской седловины. Так как исследования в Сюгджерской седловине были направлены на нижнекембрийские и вендские отложения некоторые специальные методы ГИС проводились только на проектных горизонтах. Акустический каротаж в Онкучахской скважине проведен в инт. 1490—2118, от кровли билирской свиты нижнего кембрия до фундамента. В интервале исследования акустического каротажа выделили два участка максимально приближенными ГК и НГК характеристиками разреза рифового массива.

Исходя, из данного сопоставления, интервальное время в пределах рифового массива можно оценить в 150 мкс/м (6600 м/сек) (см. рисунок). По всей видимости, они представлены чистыми доломитами.

Скоростные характеристики разреза матрицы — осадочного чехла Сюгджерской седловины до отражающего горизонта КВ, могут быть представлены комплексом скоростных характеристик следующих пород: известняки (30 %), доломиты (30 %) мергели и аргиллиты (25 %), другие разности 15 %. Таким образом, скоростные характеристики матрицы, в зависимости от распределения разновидностей пород, лежат в интервале скоростей от 4300 м/с до 5700 м/с, что ниже скорости прохождения сейсмических волн в пределах рифового массива, как минимум на 1000 м/с.

Геологическая модель рифового массива представляется следующим образом. Он представлен линзообразным телом с толщиной 300—1000 м, шириной 5—20 км и



Петрофизические свойства рифовых массивов по скважинным и предполагаемым сейсмическим данным: А — скоростные характеристики рифоподобных интервалов; Б — механизм образования «псевдо разлома»

протяженностью до сотни км. Соотношение высоты и ширины рифового массива изменяется в пределах от 1:10 до 1:50. При этом сторона, по описаниям Оймуранского массива, обращенная к нормально-морской части палеобассейна резкая и контрастная, а переход к тыльно-рифовым отложениям имеет постепенный переход [1].

Механизм образования ложного разлома в зоне распространения рифового массива показан на рисунке Б. Разницы скоростей прохождения и отражения сейсмических волн по вмещающим породам и по породам с включением рифового массива может с легкостью интерпретироваться как разлом ввиду протяженности рифовых массивов. Также попытались количественно оценить влияние рифового массива на величину амплитуды псевдоразлома. Согласно общеизвестной формулы отображающей зависимость времени от скорости и расстояния мы имеем:

$$t_{\text{матр}} = \frac{2 \times S_1}{V_1}, \quad (1)$$

где  $t_{\text{матр}}$  — время вертикального прохождения и возвращения сейсмических волн в матрице — разрезе осадочных пород вне рифовой зоны,  $S_1$  — толщина разреза матрицы,  $V_1$  — средняя скорость сейсмических волн в матрице.

$$t_{\text{матр.сподн.а}} = \frac{2(S_1 - a)}{V_1}, \quad (2)$$

где  $t_{\text{матр.сподн.а}}$  — время вертикального прохождения и возвращения сейсмических волн в матрице с сложным поднятием амплитудой  $a$ .

Также записываем уравнение для матрицы с рифовым массивом:

$$t_{\text{риф}} = \frac{2(S_1 - S_2)}{V_1} + \frac{2 \times S_2}{V_2}, \quad (3)$$

где  $t_{\text{риф}}$  — время вертикального прохождения и возвращения сейсмических волн в матрице с рифовым массивом,  $S_2$  — толщина рифового массива,  $V_2$  — скорость сейсмических волн в рифовом массиве.

Исходя из предположения о существовании ложных поднятий под рифовыми массивами и путем не сложных преобразований мы получаем уравнение зависимости толщины рифового массива от величины ложного поднятия:

$$\frac{2(S_1 - a)}{V_1} = \frac{2(S_1 - S_2)}{V_1} + \frac{2 \times S_2}{V_2}; \quad (4)$$

$$\frac{2S_1 - 2a}{V_1} = \frac{2S_1}{V_1} - \frac{2S_2}{V_1} + \frac{2 \times S_2}{V_2};$$

$$\frac{2S_2 - 2a}{V_1} = \frac{2S_2}{V_2}; \quad \frac{S_2 - a}{V_1} = \frac{S_2}{V_2};$$

$$\frac{V_2}{V_1} = \left( \frac{S_2}{S_2 - a} \right). \quad (5)$$

По усредненным расчетам при разнице скоростей 1000 м/сек, рифовый массив с толщиной 500 м способен вызывать ложное поднятие с амплитудой 77 м. На таблице показана зависимость толщины рифового массива от амплитуды ложного поднятия в отрезке разниц скоростей от 500 до 1000 м/с.

Зависимость толщины рифового массива от амплитуды ложного поднятия

$V_1 - V_2$ м/с	Амплитуда поднятия, м
500	38,46
600	46,15
700	53,83
800	61,53
900	69,23
1000	76,92

Таким образом, исходя вышеизложенного, можно утверждать, что выявленные в отражающем горизонте КВ низкоамплитудные нарушения северо-западного простирания могут иметь искусственное происхождение, и обусловлены рифовыми массивами. При этом, чем выше амплитуда блоков вдоль разломов, тем мощнее рифовый массив, и наоборот. Поэтому особый интерес, с точки зрения локализации рифовых массивов, должны привлекать «псевдоразломы» с максимальными амплитудами блоков, с учетом зон распространения улучшенных флюидоупоров и зон распространения потенциальных нефтематеринских и нефтегазопроизводящих отложений.

Предлагаемый поисковый критерий в совокупности с другими данными полевой геофизики, таких как гравиметрия, магниторазведка и электроразведка, может быть основой для картирования рифовых массивов с которыми связаны основные перспективы нефтегазоносности Сюджерской седловины

#### Литература

1. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы / В. А. Асташкин, А. И. Варламов, Н. К. Губина и др. М.: Недра, 1984. 180 с.



# СТРОЕНИЕ И ЦИКЛИЧНОСТЬ АЙ-ВАСИЛЬСКОЙ СВИТЫ (ГОРНЫЙ КРЫМ)

М. В. Смирнов, О. И. Смирнова

ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград

Материалом для работы послужили результаты исследования ай-васильской свиты ( $J_2b_2$ — $J_2k_1$ ), проведенные в 1995—2002 гг. в районе залива Мегало-Яло вблизи г. Севастополь (Юго-Западный Крым). На этой территории свита сложена зеленовато-серыми алевролитами грубослоистостыми разнозернистыми полимиктовыми, в которых часто встречаются относительно маломощные темно-коричневые обломочные слои, представляющие собой сложные известняково-мергельно-глинистые ассоциации (в отличие от традиционного обозначения роли определенной породы в литологическом комплексе, здесь порядок расположения названий пород в термине будет означать последовательность породных слоев, т. е. снизу вверх) мощности которых меняются от первых миллиметров до первых метров. Соотношение их и алевролитов, для свиты в целом, характеризуется значением 1:15. В пределах детально изученного интервала мощности подобных ассоциаций варьировали от 2 мм (таких слоев зафиксировано несколько десятков) до 110 см (встречен однажды). Преобладают слои с мощностью близкой к 10 см (40 %) и к 20 см (24 %). Несмотря на такую изменчивость (в 2—3 порядка) мощность обладает четкой выдержанностью. Соотношение элементов в них характеризуется как 5:4:1 (известняк:мергель:глина). Стратиграфический интервал разреза между двумя смежными слоями обломочных известняков изменяется от < 0.5 см до нескольких метров.

Анализ результатов петрографического изучения показывает, что известняково-мергельно-глинистые сочетания образуют единые естественно-породные ассоциации, обладающие градиационностью и единством внутреннего строения. Начинаются они обломками гравийной и мелкогалечной, изредка валунной размерности и завершаются частицами алевроитовой и глинистой размерности. Указанные ассоциации представляют различной полноты непрерывные ряды (снизу вверх): грейнстоун-рудстоун-грейнстоун-пакстоун-вакстоун-мадстоун. В составе обломочной части преобладают карбонатные литокласты (от 45 до 95 %) и пелоиды (от 3 до 50 %), кроме того достаточно часто встречаются фрагменты водорослевых желваков, губок, кораллов, иглокожих, а также раковины фораминифер. Содержание кварцевых зерен (в большинстве случаев угловатых и неокатанных, с диаметром > 0.1 мм и меньше) составляет менее 1 %.

Степень окатанности обломков в целом варьирует от угловатой до хорошо окатанной. Однако в каждом отдельном слое наблюдается четкая сортированность обломков по этому критерию.

В отличие от довольно однородных алевролитов, известняково-мергельно-глинистые ассоциации являются естественно-породными комплексами, характеризующимися направленностью и непрерывностью изменения структурных и вещественных свойств элементов, отражающимися в характере границ между ними, и двуединым строением. Такая их характеристика соответствует критериям выделения элементарного седиментационного циклита. Однако описанная породно-слоевая ассоциация не отражает всю полноту цикличности строения свиты, так как рассматриваемые комплексы составляют менее 7 % ее общего стратиграфического объема. Несмотря на принципиально отличный механизм образования алевролитов и известняково-мергельно-глинистых ассоциаций элементарный седиментационный циклит ай-васильской свиты должен содержать оба этих элемента. Принимая во внимание отсутствие взаимозависимости между ними, циклиты известняк-мергель-глина-алевролит и алевролит-известняк-мергель-глина обладают равными правами на существование. Тем не менее мы предлагаем обозначать элементарным седиментационным циклитом стратиграфический интервал между двумя подошвами обломочных известняков - уровнями где фиксируются максимальные несогласия.

Мощность элементарных циклитов меняется от первых 0.5 см до 320 см. При этом следует помнить о том, что обычно главным элементом строения таких циклитов является слой алевролитов и циклиты с наибольшими мощностями обычно не содержат максимальные слои обломочных известняков.

По распределению внутри толщи четко фиксируемых известняково-мергельно-глинистых ассоциаций, элементарные циклиты возможно объединить в породные ассоциации внутри которых наблюдается сначала постепенное уменьшение мощности известняковой составляющей, а затем ее увеличение. Такую ассоциацию, мы предлагаем обозначать циклитом более высокого порядка, принимая ее равной интервалу разреза между подошвами двух элементарных циклитов с максимальной мощностью их известняковых элементов. Внутри подобных циклитов отмечаются следующие особенности: (значения приведенные здесь взяты из описания одного конкретного циклита и внутри толщи меняются, однако соотношение в целом сохраняется)

Циклит начинается мощной (0.5 м) известняково-мергельно-глинистой ассоциацией. В 5 и 16 м от основания циклита расположены два слоя обломочных известняков мощностью 0.2 м. Внутри этих двух отграниченных интервалов «известняковые» слои расположены симметрично. Мощность их постепенно возрастает от первых миллиметров, достигая в середине интервала 7 см (в нижнем) и 12 см (в верхнем), а затем закономерно, точно симметрично возрастанию убывает по направлению к кровле. Внутри оставшегося, третьего интервала мощности известняково-мергельно-глинистых ассоциаций резко уменьшаются до 5 см, а затем постепенно увеличиваются к кровле циклита. Соотношение «убывающего» и «возрастающего» элементов составляет 1 : 4 (т. е. 7 и 29 м соответственно). Общая мощность всего циклита I порядка составляет 42 м.

Ряд внутренних особенностей этих известняково-мергельно-глинистых ассоциаций, таких, как набор



структур повторяющихся литотипов, градационная слоистость, обломочный состав пород, а также резкие несогласия в подошве слоев, позволяет отнести их к турбидитам - отложениям турбулентных автокинетических потоков. Наличие слоев сложенных обломками галечной и мелковалунной размерности в подошве известняково-мергельно-глинистых ассоциаций, а также общее обратное градационное строение ковра волочения R2 позволяют отнести эти отложения ай-васильской свиты к отложениям, сформированным высокоплотными потоками. По мере движения мутьевой поток последовательно разжижается, его плотность уменьшается, и разрез наращивается отлагающейся последовательностью Боума.

Выдержанность слоев (при прослеживании их по простиранию на расстоянии 0.7 км не было обнаружено изменения мощности более чем на 0.5 %) свидетельствует о значительной площади распространения шлейфов автокинетических потоков. Рассматривая каждую известняково-мергельно-глинистую ассоциацию как полный цикл схода и отложения одного потока, можно констатировать, что достаточно часто временной интервал между отложением двух последовательных потоков был незначительным (в масштабах геологического времени). Этот вывод основан на наблюдениях, отметивших редкое осаждение проксимального турбидитного потока на размытые глины кровли нижележащего аналогичного слоя без разделяющих их алевритовых отложений. Более часто наблюдалось взаимное перекрывание дистальных шлейфов. Иногда в разрезе фиксируются редуцированные верхние части последовательности дистальных турбидитов, основными компонентами которых являются различной окатанности обломки кварца мелкой песчаной размерности. Подобные наблюдения позволяют предположить существование на некотором удалении источника сноса терригенного материала, каковым может являться, к примеру, дельта реки, впадающей в этот бассейн.

Степень окатанности обломков в целом варьирует от угловатой до хорошо окатанной. Однако в каждом отдельном слое наблюдается четкая сортированность обломков по этому критерию, что позволяет предложить две основные причины, вызывавших перемещение осадков: а) самозарождение оползней и обвалов на зрелом шельфе в отсутствии компенсации (слои, сложенные хорошо окатанными обломками) и б) инициация сбросом с шельфа «незрелого» рыхлого материала при сильных землетрясениях, штормах, цунами и т. д.

Зеленовато-серые алевриты, как основная составляющая свиты, интерпретированы нами как фоновые осадки, отложение которых происходило в этой обстановке постоянно.

## ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И КАРБОНАТНЫХ БРЕКЧИЙ ПЛОЩАДИ МЕДЫНСКОЕ-МОРЕ

Е. Б. Суворова

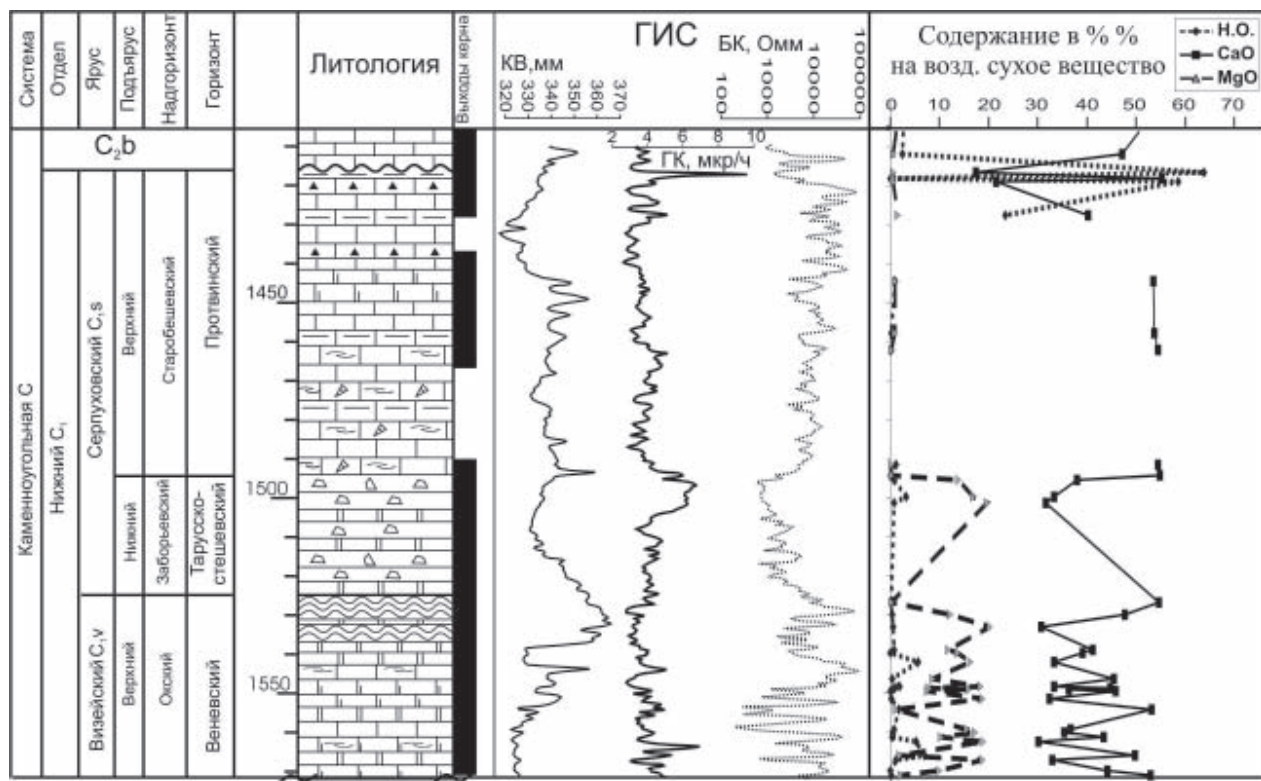
ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, [suvork@inbox.ru](mailto:suvork@inbox.ru)

Поздневизейско-серпуховский этап на шельфе Печорского моря охарактеризовался развитием карбонатных отложений. В поздневизейское время в регионе существовал мелководный карбонатный шельф с неглубокой впадиной. В раннесерпуховское время на большей части региона установились условия засолонённой лагуны, иногда затопляемой морскими водами нормальной солёности. В разрезах скважин породы этого возраста представлены чередованием доломитовых и ангидритовых толщ [1], с общей мощностью нижнесерпуховского разреза до 153 м. В позднесерпуховское время режим карбонатной седиментации восстановился. Отложения протвинского горизонта представлены известняками, формировавшимися в условиях мелководного шельфа в водах нормальной солёности.

Однако в наиболее восточных частях региона на нефтяном месторождении Медынское-море литологический состав поздневизейско-серпуховских пород (рис. 1) отличается от разрезов других скважин шельфа. Основными отличиями является присутствие толщи перекристаллизованных строматолитоподобных известняков и карбонатных брекчий [2].

Возраст строматолитоподобных известняков условно отнесен к верхним частям поздневизейского подъяруса. Эти образования наблюдаются как в виде горизонтальных прослоев (рис. 2, А), так и в виде объектов с волнистыми контурами овальной или сферической формы. Реже встречаются скопления, очертания которых создают впечатление ветвящейся постройки (рис. 2, Б). Цвет пород варьирует от белого до розовато-бежевого. Между слоистыми образованиями часто присутствуют прослои доломитизированных водорослевых грейнстоунов, серых аргиллитов. Петрографическое изучение показало, что строматолитоподобные прослои полностью состоят из крупнозернистого кристаллического кальцита. Причем структура расположения зерен в слойке отвечает определенной закономерности: срединная часть выполнена вертикально расположенными столбчатыми и таблитчатыми кристаллами крупнозернистого кальцита; а по периферии центральной зоны располагается мелко-среднезернистый кальцит. Вероятно, эта зональность может отражать первоначальную внутреннюю структуру постройки.

По-видимому, в конце поздневизейского – начале серпуховского времени на данном участке шельфа в результате падения уровня моря образовалась отмельная зона,



## Условные обозначения



Рис. 1. Поздневизейско-серпуховский разрез площади Медынского-море

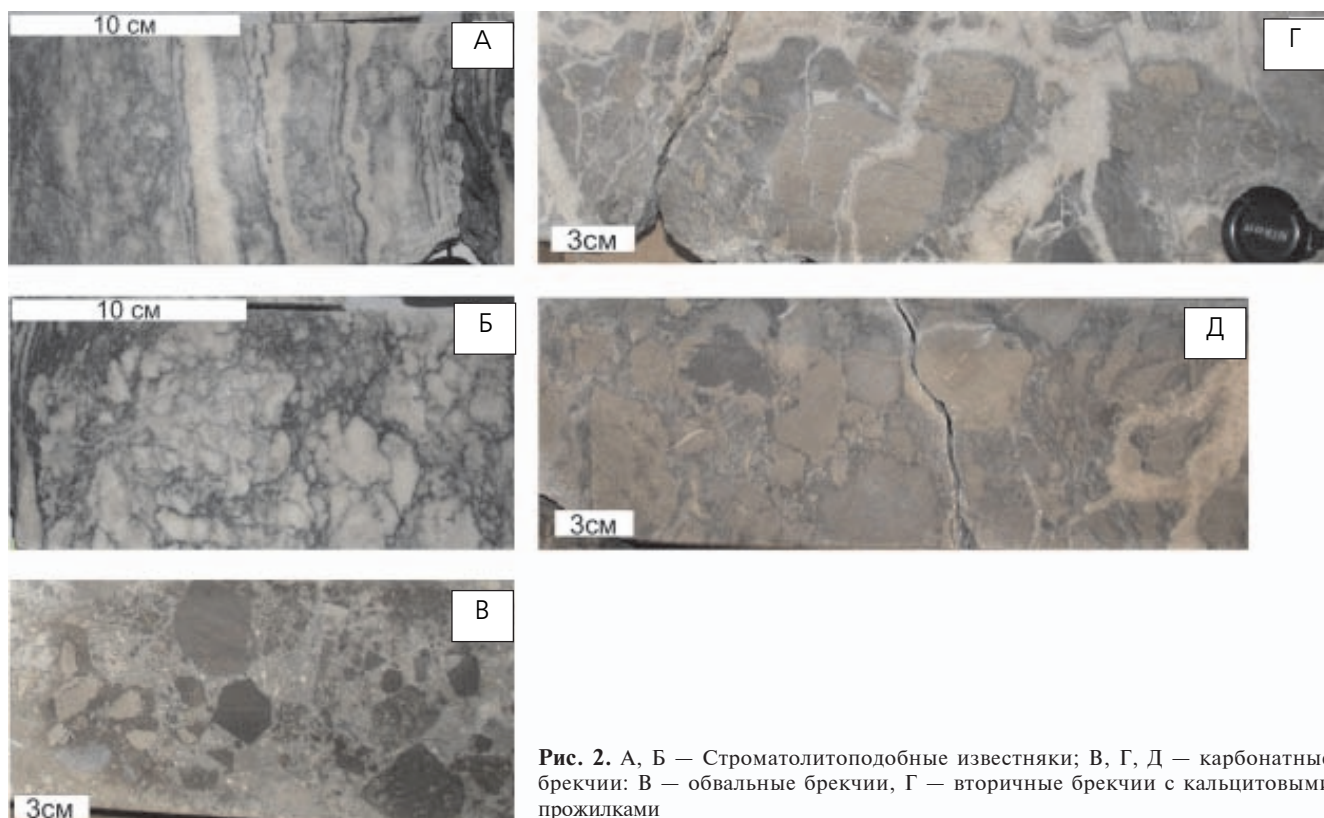


Рис. 2. А, Б — Строматолитоподобные известняки; В, Г, Д — карбонатные брекчии: В — обвалы брекчии, Г — вторичные брекчии с кальцитовыми прожилками

впоследствии ограничившая лагуну. Вблизи отмели в крайне мелководных условиях формировались строматолитовые постройки, которые позднее, вероятно в диагенезе, подверглись перекристаллизации.

Интересно отметить, что строматолитовые постройки визейско-серпуховского возраста на прилегающей суше известны на Приполярном, Северном Урале и гр. Чернышева [3], а в бассейне р. Б. Надота, Олыся (Приполярный Урал) А. И. Елисеевым описана крупная рифогенная постройка [3, 4].

Выше, в разрезе площади на строматолитоподобных известняках залегают породы тарусско-стешевского возраста. Отложения представлены чередованием слоев карбонатных брекчий и ненарушенных слоев доломитов, с редкими линзами аргиллитов. Мощность ненарушенных доломитовых прослоев постепенно нарастает к верхним частям разреза. Общая мощность отложений составляет 30 м. Карбонатные брекчии характеризуются высокой степенью развития доломитизации. Среди брекчий выделено несколько разновидностей. К седиментационным брекчиям отнесены пластичное течение осадка, обвальные брекчии. В последних матрикс преобладает над угловатыми обломками известняков. В целом, по шлифам отмечается перекристаллизация пород. Постседиментационные брекчии представлены вторичными брекчиями, развитыми по первичным брекчированным разностям. К этой же разновидности отнесены толщи с косым падением слоев, образованных предположительно за счет растворения ангидритовых пород. В отличие от верхней части тарусско-стешевского разреза, в нижней части присутствуют кальцитовые жилы и прожилки, которые местами являются вмещающим матриксом для обломков.

В близлежащих районах, в разновозрастных отложениях Южного острова арх. Новая Земля на полуостровах Выпуклый и Соколова распространены органогенные постройки (иловые холмы) мощностью до 70 м в ассоциации с прослоями рифовых брекчий [5]. Гипотетически, развитие подобных органогенных образований на шельфе можно предположить восточнее рассматриваемой площади.

Исследование литолого-фациального состава пород площади имеет большое значение для уточнения палеогеографических обстановок раннекаменноугольного времени на шельфе Печорского моря.

#### Литература

1. Преображенская Э. Н., Устинов Н. В., Соловьева М. Ф., Матигоров А. А. Разрез палеозойских отложений Гуляевского вала (по материалам скважины Северо-Гуляевская-1, Печорское море) // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). Л.: Севморгеология, 1988. С. 125—139.
2. Суворова Е. Б., Преображенская Э. Н. Строение верхневизейско-серпуховского карбонатного разреза месторождения Медынский-море, шельф Печорского моря // Вестник СПбГУ, 2009. Сер. 7. Вып. 4. С. 44—53.
3. Кузнецов В. Г., Антошкина А. И. Поздневизейско-серпуховский этап палеозойского рифообразования // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2005. Т. 13. № 14. С. 61—77.
4. Груздев Д. А., Соболев Д. Б. Обстановки карбонатного осадконакопления в среднем палеозое на Приполярном Урале // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геол. съезда Респ. Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 14—18
5. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с.

## ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК СИЛУРА ТИМАНО- ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Н. В. Танинская

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург;  
tannv@yandex.ru

Отложения силура представлены карбонатными породами, которые содержат коллекторы нефти, приуроченные преимущественно к органогенным постройкам — биостромам и биогермам. Формирование отложений силура Тимано-Печорской провинции происходило в условиях мелководно-морской карбонатной платформы и контролировалось колебаниями уровня моря.

В лландоверийский век на платформе от суши к баттиальному бассейну прослеживаются фациальные пояса супралиторали — себхи, литорали, верхней сублиторали в комплексе с органогенными постройками, нижней сублиторали, изолированных рифов на краю платформы, склона и баттали (см. рисунок). В венлокский, лудловский и пржидольский века преобладают обстановки литорали, верхней сублиторали с органогенными постройками, островной суши, нижней сублиторали, крайних рифовых комплексов, склона и баттали.

В условиях супралиторали — себхи формировались ангидрито-доломиты, иловые доломиты, ангидриты, аргиллиты и строматолитовые доломиты.

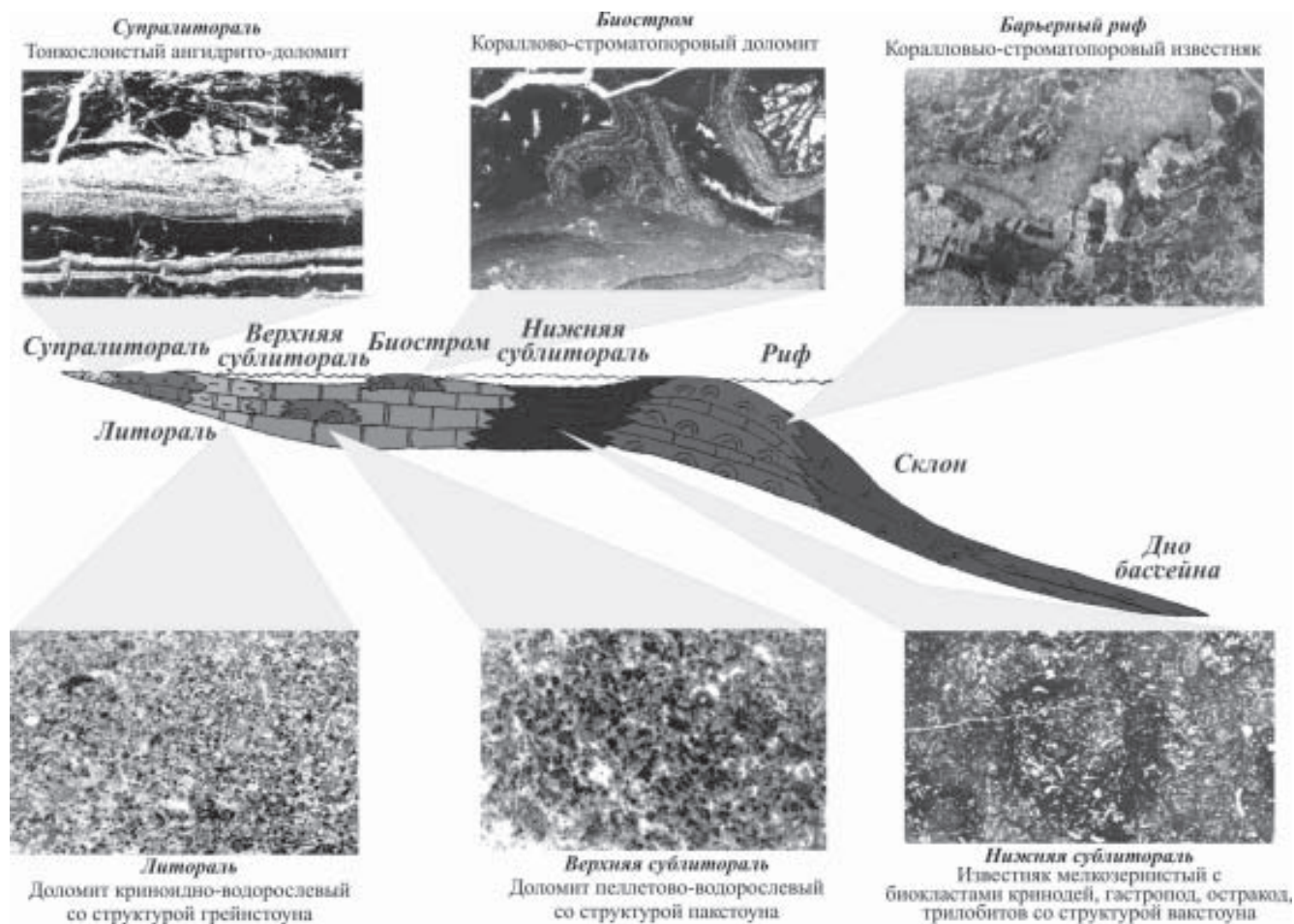
Для осадков литорали характерны пеллоидные илово-зернистые доломиты, оолитовые и зернистые криноидно-водорослевые известняки со структурой грейнстоуна, строматолитовые доломиты, аргиллиты и мергели.

В зоне верхней сублиторали были широко развиты толстослоистые илово-зернистые пеллетово-водорослевые, пеллоидно-биокластовые (вторичные) доломиты со структурой пак-грейнстоуна. Реже встречаются детритовые известняки. Породы содержат биокласты брахиопод, остракод, кораллов, строматопороидей и водорослей. Особенностью этой зоны является развитие рифов и интенсивная сплошная доломитизация осадков в раннем диагенезе.

Для литофаций нижней сублиторали типичны массивные слабо доломитизированные иловые, зернисто-иловые известняки со структурой вакстоуна, реже детритовые илово-зернистые известняки и вторичные доломиты. Характерны остатки остракод, брахиопод, реже трилобитов, мшанок и известковых губок. Для осадков этой зоны характерна частичная рассеянная доломитизация.

Край платформы в течение силура был расположен в пределах Западно-Уральской складчатой области. В позднем венлоке — лудлове здесь формировались барьерные рифовые системы, окаймляющие платформу, мощностью до 700 м [1].





Распределение фаций в отложениях силура Тимано-Печорской карбонатной платформы

Фации склона и батинального бассейна выделены в пределах Лемвинской зоны Западного Урала и представлены конглобрекциями и кремнисто-карбонатными сланцами с граптолитами и радиоляриями [3].

Органогенные постройки чаще встречаются в зоне верхней сублиторали. Они представлены биостромами, реже мелкими биогермами и имеют мощность до 20—30 м, реже до 100 м. Биостромы содержат биогермные кораллово-строматопоровые известняки и доломиты со структурой баундстоуна. Они широко развиты во внутренней части Тимано-Печорской карбонатной платформы в южной части Хорейверской впадины.

Выделение органогенных построек в однородном карбонатном разрезе силура традиционными методами сейсморазведки имеет определенные ограничения, так как биостромы мало отличаются от вмещающих карбонатных пород минеральным составом, характеризуются невыразительной пластово-линзовидной формой и малой мощностью. Кроме того, интенсивная вторичная доломитизация практически всего разреза заглушает контрастность акустических жесткостей и еще больше осложняет задачу. Поэтому была использована методика выделения рифов в закрытых осадочных бассейнах по данным керна и каротажа [2]. Органогенные постройки хорошо диагностируются по керну, так как сложены организмами, способными создавать жесткий каркас (кораллы, строматопороидеи), а на диаграммах радиоактивного каротажа выделяются низкой естественной

радиоактивностью и пониженными значениями нейтронного гамма-каротажа.

В нижнем силуре органогенные постройки широко развиты в зоне верхней сублиторали, расположенной в центральной и южной частях Хорейверской впадины. Кораллово-строматопоровые (вторичные) доломиты и известняки, слагающие биостромы, характеризуются значениями открытой пористости до 10—22 %. Мощность построек достигает 30—100 м. Они встречаются на Западно-Сандивейской, Верхне-Возейской, Среднемакарихинской, Северо-Баганской, Лызаюской и Ярокутавожской и других площадях.

Биостромы сложены преимущественно вторичными доломитами мелко-крупно-среднезернистыми с реликтовой структурой колониальных кораллов и строматопорат, захороненных в прижизненном состоянии и часто интенсивно перекристаллизованных. Реже они представлены известняками, интенсивно доломитизированными. Породы светло-серые и коричнево-серые, пористо-кавернозные (до 22 %), иногда сульфатизированные (5—15 %), содержат многочисленные кораллы, строматопороидеи, криноидеи, брахиоподы и остракоды. Текстуры массивные, пятнистые и узорчатые с многочисленными порами и кавернами выщелачивания до 1.5—5.0 мм. В строении биостромов также принимают биокластовые доломиты и известняки со структурой грейнстоуна с остракодами, пеллетами, онколитами, ходами илоедов.

Каркасные организмы представлены преимущественно строматопорами и кораллами (табулятами, реже ругозами) и составляют от 30 до 70 % объема породы. Встречены колонии Favosites, строматопороидей а также одиночные кораллы Rugosa с обволакивающими их строматопороидеями Clathrodictyon. Широко развиты также сопутствующие брахиоподы, гастроподы, трилобиты, остракоды, криноидеи, водоросли.

В верхнем силуре редкие органогенные постройки встречены на северо-восточном борту Хорейверской впадины. Криноидно-мшанково-коралловые известняки и строматолитовые доломиты, слагающие биостромы, характеризуются значениями открытой пористости до 7 %. Мощность построек на Оленьей и Варкнавтской площадях не превышает 10—35 м.

Породы представлены известняками биогермными доломитизированными криноидно-мшанково-коралловыми, губково-мшанково-водорослевыми, кораллово-водорослево-мшанковыми, со структурой баундстоуна, реже строматолитовыми доломитами. Каркасными организмами в них являются кораллы, строматопороидеи, известковые губки, мшанки и водоросли, которые составляют до от 25 до 60 % объема породы. Сопутствующие организмы: трилобиты, брахиоподы, остракоды, гирванеллы. Текстура пятнистая, узорчатая. Узорчатые поры и каверны, размером 0.1—2 см, выполнены прозрачным средне-крупнозернистым доломитом и черным битумом.

Установлены закономерности размещения в разрезе органогенных построек, которые связаны с относительными колебаниями уровня моря. Органогенные постройки, с которыми связаны коллекторы нефти, сформировались в фазу раннего высокого стояния уровня моря и в заключительную фазу трансгрессии.

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
2. Махнач А. С., Москвич В. А., Кручек С. А., Урьев И. И. Органогенные постройки девона Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1984. 236 с.
3. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 258 с.

## КАРСТ В ЗОНАХ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОСТРОЕК И ЕГО ВЫРАЖЕННОСТЬ В МАТЕРИАЛАХ ГИС

С. Э. Терентьев, А. А. Константинов

УГТУ, Ухта

Карбонатные постройки привлекают наше внимание прежде всего потому, что являются хорошими коллекторами нефти и газа. По некоторым оценкам, карбонатные резервуары обеспечивают половину мировой добычи нефти. В Тимано-Печорской провинции к настоящему времени в верхнедевонских карбонатных отложениях выявлено свыше 100 месторождений и залежей нефти и газа.

Важнейшей особенностью карбонатных пород является унаследованность вторичной пористости и проницаемости от первичных, определяемых генетическим типом пород. Другая особенность заключается в том, что в отличие от терригенных коллекторов с преимущественно межзерновой пористостью в карбонатных коллекторах пустотное пространство образовано не только порами, но и кавернами и трещинами, и по их совокупности выделяются коллекторы порового, трещинного, кавернового, каверново-порового, каверново-порово-трещинного типов и т. д.

В зоне развития рифовых фаций среди вторичных процессов преобладает унаследованное выщелачивание. В этих условиях формируются коллекторы каверново-порового и порового типа с высокой фильтрационной способностью и потенциальным коэффициентом нефтегазонасыщенности свыше 90 %.

Одним из первых признаков наличия коллекторов в карбонатных постройках при проводке скважин являются поглощения промывочной жидкости, провалы инструмента. Эти явления связываются с наличием древнего карста, сформировавшегося, видимо, во время перерывов в осадконакоплении, когда риф подвергался интенсивному выщелачиванию поверхностными водами. Такие явления были отмечены при проводке глубоких скважин в зоне ухтинского барьерного рифа на Западно-Тэбукском нефтяном месторождении. Наиболее интенсивно процессы карстообразования протекали на участке размерами 2500х250—500 м, протянувшимся вдоль гребня рифа. Подобные поглощения наблюдались и на севере вдоль всей Тэбук-Сотчемьюской зоны барьерного рифа. Кроме поглощений, интенсивность которых изменялась от частичного до полного, отмечены провалы бурильного инструмента от 2 до 5 м. Эти явления отмечены как в кровле ухтинского рифа, так и в кровле задонского биострома, что еще раз указывает на циклическое строение рифового сооружения. Поглощения промывочной жидкости наблюдались на Харьягинском месторождении, где они обычно отмечались внутри задонского биострома.

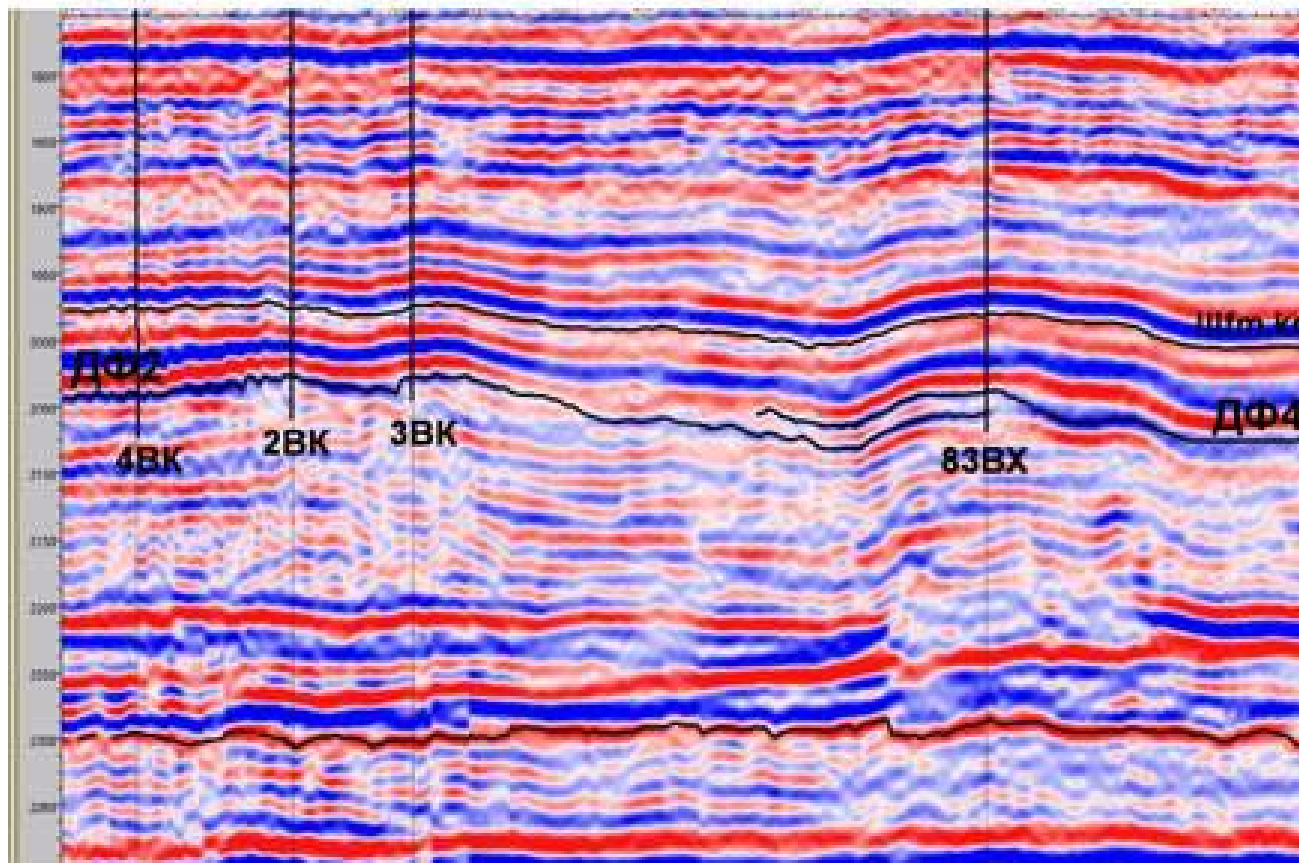


Рис. 1. Временной разрез через скважины 4, 2, 3 Восточно-Колвинского и 83 Верхнехарьягинского месторождений.

При редкой сети поисковых и разведочных скважин трудно оценить реальные масштабы карстообразования. Этому помогают наблюдения, выполненные на выходах на дневную поверхность сирачойского барьерного рифа в районе поселка Седью. Здесь на участке рифового гребня в обнажениях и скважинах наблюдаются карстовые воронки. Размер некоторых воронок достигает 200 м, а глубина — 50 м. Наиболее подвержен карсту участок размерами 900x500 м, вытянутый вдоль простирания барьерного рифа. Приведенные наблюдения по развитию карста довольно ярко показывают небольшую ширину (до 500 м) зоны, где развиты образования с наилучшими емкостными свойствами в пределах барьерного рифа.

В смысле картирования карста очень показательны работы, выполненные «Компанией Полярное Сияние» на Ардалинском нефтяном месторождении. Данные сейсморазведки 3—Д позволили определить зоны разуплотнения, которые характеризуют распространение палеокарста в залежи, и построить карту распространения палеокарста на месторождении. Было установлено, что коллектор имеет ярко выраженную микротрещиноватость и вариации проницаемости в больших пределах. Была установлена хорошая сообщаемость по коллектору на основе результатов горизонтального и вертикального гидропрослушивания, когда при изменении режима работы месторождения мгновенно реагировали скважины, расположенные на противоположных крыльях залежи. Комментируя схему распределения палеокарста, полученную по 3Д-сейсмике, мы можем сказать, что она однозначно указывает на приуроченность Ардалинского месторождения к одиночной атолловидной карбонатной постройке, на которую наложился ухтинско-закон-

ский барьерный риф. Разные типы построек Восточно-Колвинского, Верхнехарьягинского и Ардалинского месторождений видны на временном разрезе (рис. 1).

Хорошие коллекторские свойства отложений рифовой генетической группы с развитыми явлениями карстообразования отрицательно сказывались на возможности изучения их лабораторными методами в связи с малым выносом керна. А это указывало, в свою очередь, что выносимые образцы керна обладали не лучшими емкостными параметрами и не в полной мере характеризовали параметры рифов. Наличие трещиноватости и карста не способствует определению емкостных свойств и насыщения рифовых пород по данным ГИС. Это нередко приводит к тому, что в зонах поглощения промывочной жидкости по заключениям проведенных комплексов ГИС не выделяется коллекторов.

Обычно при выявлении поглощения промывочной жидкости в первую очередь проводятся мероприятия по его ликвидации. Последствия могут быть самые удручающие, вплоть до потери нефтенасыщенного коллектора.

Мы пытаемся определить критерии выделения зон поглощения, коллекторов и их насыщение по комплексу промыслово-геофизических данных на примере месторождений ООО «Компания Полярное Сияние», материалы по которым любезно предоставлены ее геологической службой.

Комплексом сейсморазведки 2Д и бурения в 80-е гг. прошлого века установлена ухтинско-законская барьерная рифовая зона, пересекающая Хорейверскую впадину от Харьягинского месторождения до вала Сорочкина. В этой зоне Компания работает на Дюсушевском, Восточно-Колвинском, Ардалинском, Ошкотынском,



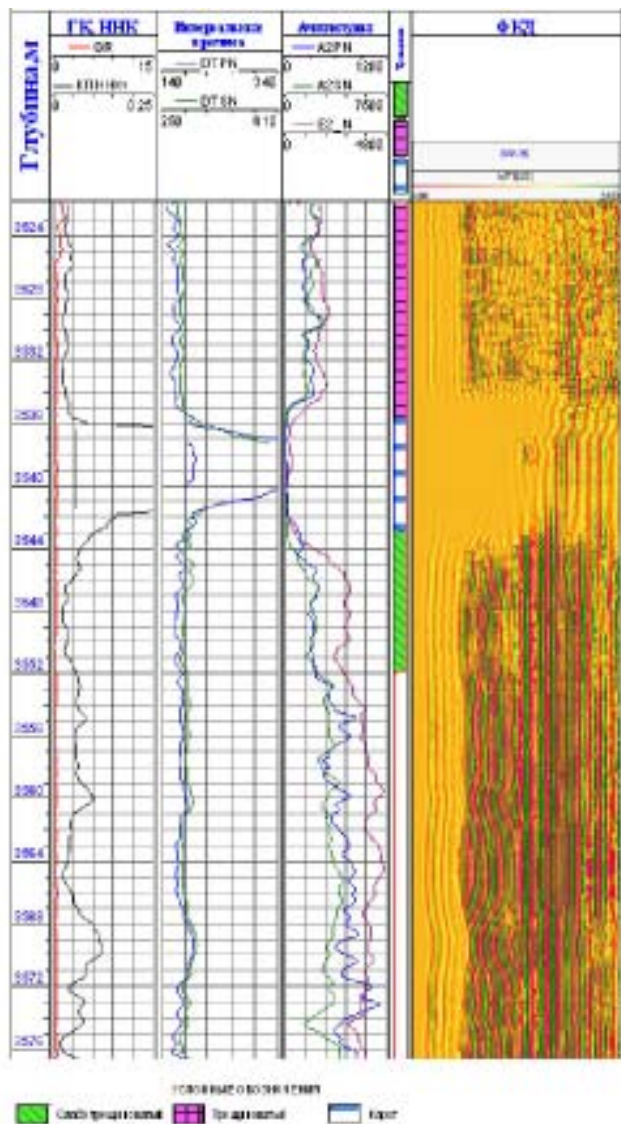


Рис. 2. Каротажная характеристика карстовой полости в скв. 3 Восточно-Колвинская.

Центрально-хорейверском месторождениях. На каждом из них, приуроченном к карбонатам в облекании разнотипных построек, зоны поглощения установлены в пластах ДФ-2—ДФ-5 задонского яруса нижнего фанена, которые охватывают интервал высотой до 100 м, что указывает на цикличность карстообразования и формирования биостромов.

В скв. № 3 Восточно-Колвинского месторождения при забое 3533.16 м произошло резкое увеличение скорости проходки, падение нагрузки на долото (провал инструмента), началось интенсивное поглощение промывочной жидкости до полной потери циркуляции. В инт. 3535.9—3543 м отмечается карстовая полость, что значительно снижает достоверность оценки пористости (рис. 2). При общем поглощении в кровле этой карстовой полости периодически наблюдаются нефтепроявления.

В скв. № 35 Центрально-хорейверской площади в инт. 3321—3335 м открылось поглощение бурового раствора с потерей циркуляции. Работы по восстановлению циркуляции (обратная промывка, закачка агрегатом, обработка бурового раствора) результатов не дали. Дальнейшее бурение с глубины 3340 до 3380 м проис-

ходило с катастрофическим поглощением бурового раствора и без выхода обратного потока.

В результате испытания II объекта (кровли пласта Д<sub>3</sub>fm (DF4)) в инт. 3298—3321 м за суммарное время открытых периодов 8.5 минут получен приток легкой сильногазированной нефти. Расчетный дебит притока — 517.9 м<sup>3</sup>/сут. Объект характеризуется как хорошо проницаемый нефтенасыщенный коллектор.

В результате испытания III объекта (нижней части пласта Д<sub>3</sub>fm (DF4)) в интервале 3321.5—3334.5 м за 3 мин. открытого периода получен приток слабогазированной пластовой воды. Расчетный дебит притока — 725.3 м<sup>3</sup>/сут. Объект характеризуется как хорошо проницаемый водонасыщенный коллектор.

В данной скважине нефтенасыщенные коллекторы залегают выше интервала поглощения.

В скв. № 43 Ошкотынского месторождения зона поглощения по ГИС зафиксирована в интервале 3218—3222.5 м. Имеется также вторая зона поглощения в интервале 3282—3289 м, проявляющая пластовой водой. При бурении с керном (Д1) на гипсовом растворе плотностью 1.04 г/см<sup>3</sup> на глубине 3218.7 м произошло падение давления на насосе. Остановили промывку, уровень на устье упал. В кернорвателе был поднят нефтенасыщенный трещиноватый керн. Сопоставив изложенные результаты анализа притока с результатами, полученными в необсаженном стволе скважины, было отмечено, что инт. 3217.3—3218.4 и 3218.9—3221.9 м в открытом стволе оставались неизменно приточными, несмотря на постоянный долив, а в инт. 3221.9—3222.7 м отмечалось поглощение жидкости при доливке. Вероятно, при глушении скважины инт. 3221.9—3222.7 м испытал поглощение больших объемов жидкости глушения, и это ограничило его работоспособность в первый момент после запуска скважины. По мере очистки прискважинной зоны от поглощенной жидкости доля этого интервала в общем притоке возрастала.

Таким образом, можно отметить по ГИС следующие критерии выделения зон поглощения:

1. Повышенные сопротивления промывочной жидкости в показаниях резистивиметрии;
2. Резкое уменьшение показаний в зоне поглощения на фоне плавного повышения температуры с глубиной;
3. На кривых ГК в зоне древнего карста отмечаются значительные увеличения показаний, зоны трещин не отмечаются изменениями показаний;
4. На кривых стандартного каротажа и нейтронных методов интервалы поглощений выделяются как коллекторы.

Исходя из всего выше сказанного, хотелось бы более тщательней подходить к решению таких проблем, одним из решений мы видим в совершенствовании методики выделения карбонатных коллекторов в зонах поглощения промывочной жидкости.

Учитывая очень широкое распространение в Тимано-Печорской провинции карбонатных коллекторов и слабую геолого-геофизическую изученность многих структур, имеется высокая вероятность открытия в этих коллекторах новых углеводородных залежей.

#### Литература

1. Ардалинское нефтяное месторождение — первый опыт использования модели двойной пористости (Eclipse) в России для регулирования разработки / В. Аристов, М. Дорфсман, А. Хаас, Р. Хаматдинов, С. Страус // Нефтегазовая вертикаль, 2002. № 18. С. 67—69.



## СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО И ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

В. И. Троицкий, С. Т. Хусанов, А. С. Хусанов

ИГГ АН РУз, Ташкент, Республика Узбекистан

Согласно традиции в пределах Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона выделяют три категории структур первого порядка: Бухарская и Чарджоуская ступени и юго-западные отроги Гиссарского хребта. Восточная часть Чарджоуской ступени представлена Бешкентским прогибом.

Границей между тектоническими ступенями является Учбаш-Каршинская флексурно-разрывная зона, представленная системой сближенных эшелонированных разломов в виде взбросов и сдвигов. На всем ее протяжении вдоль нее устанавливаются признаки растяжения (Кокчи) и сжатия (Майманактау, Касантау, Кунгкртау, Чим и др.). На востоке система Учбаш-Каршинских разломов сопрягается с Караиль-Лянгарской разломной зоной — границей между отрогами Гиссарского хребта и Бешкентским прогибом. На поверхности зона выражена взбросами и напряженными складками в осадочном чехле. Параллельно простиранию зоны устанавливается система дополнительных взбросов и надвигов. К ним приурочены Адамташская, Караильская, Гумбуласская и др. складки.

Унаследованный характер влияния Учбаш-Каршинской зоны особенно контрастно проявляется в ранне-среднеюрское и кимеридж-титонское время, что проявляется в изменении фациального состава и мощности терригенной и соляно-ангидритовой формаций. Терригенная толща Бухарской ступени не превышает 150—250 м, тогда как на Чарджоуской может достигать более 1000 м. Аналогичные изменения характерны для соляно-ангидритовой формации. На Бухарской ступени отсутствуют соли, а мощность кимериджа-титона едва достигает 100 м [1]. Активация движений проявилась также в неоген-четвертичное время. Таким образом, Учбаш-Каршинскую зону следует рассматривать как систему нарушений длительного унаследованного развития.

Караиль-Лянгарская флексурно-разрывная зона наиболее активно проявилась в период неотектонических движений. В мезозое она, вероятно, не влияла на осадконакопление. По своей природе зона также представлена системой эшелонированных разломов, проявившихся в виде взбросов, надвигов с элементами левостороннего сдвига.

Бешкентский прогиб, как структура первого порядка, был заложен еще в раннем мезозое и приобрел свое современное строение в ходе неотектонических деформаций. В настоящей работе основное внимание было обращено на структуру карбонатной формации. В качестве реперных горизонтов была выбрана её подошва и кров-

ля. Гипсометрия этих поверхностей отражает интенсивность тектонических деформаций.

Бешкентский прогиб представляет собой сложно построенную структуру, включающую различные по морфологии валы (мегаантиклинали) и разделяющие их синклинали понижения (мегасинклинали). Их ограничения обычно сопровождаются разломами, проявляющихся как в виде смещений пластов, так и в форме флексур. Корневые зоны разломов находятся в палеозое. Их проявления в чехле неповсеместны. В одних случаях разломы проявляются по всему разрезу чехла. Их амплитуды обычно сокращаются вверх по стратиграфической последовательности. Многие разломы затухают в галогенной толще и не прослеживаются выше.

К югу Учбаш-Каршинской зоны отмечается последовательное погружение карбонатной формации вплоть до регионального Камаши-Бешкентского разлома. Общая амплитуда опускания составляет 800—900 м. По центру прослеживается валообразное поднятие — Айзаватский вал (Уракбай, Восточный Айзават и др). Непосредственно с разломной зоной совпадает Комашинский вал (Акназар, Пуклы, Бешкент) [1, 2].

Система эталонированных разломов сопровождает последовательность локальных структур: Гирсан, Киркloch, Южный Нишан, Нишан, Северный Нишан, Янгикент, Зафар, Мангит, Шакарбулак. По мере продвижения к востоку увеличивается амплитуда нарушений и они оказывают большое влияние на морфологию локальных структур. Особое место в общем структурном плане занимает Шурбанское изометричное поднятие. Оно нарушено серией разрывных нарушений. На юге и севере с ними связаны локальные складки Киркинчок, Восточный Шуртан, Новый Гузар, Чанок, Северный Гузар и др.

В отрогах Гиссара, совпадая с простиранием Караиль-Лянгарской флексурной зоны, расположены поднадвиговые локальные складки Адамташ, Гумбулак, Караиль и др.

Бухарская тектоническая ступень ограничена на юге Учбаш-Каршинской флексурно-разрывной зоной и в пределах изучаемого района представлена Ташлы-Мубарекским поднятием. На западе она сопрягается с Ямбашинской, на востоке — с Кашкадарьинской впадинами. В пределах поднятия большинство локальных структур имеют северо-восточное простирание, что совпадает с системой разломов фундамента. Большинство нарушений несут элементы взбросов.

Внутри Мубарекского поднятия четко выделяются системы антиклинальных приразломных складок. Крайнее западное положение занимает система антиклиналей, ограниченных разломами горстов. В их числе структуры Карим, Карабаир, Северный Мубарек, Шумак, Шуртепе, Шурсай. Система имеет субмеридиальное простирание. На востоке, отделяясь Южно-Тувакбауской синклиналию, сохраняя меридианальное простирание, прослеживается ряд локальных приразломных складок (Ходжи-Хайрам, Кызылрабат, Майдаджой и Северный Майдаджой).

К востоку общий структурный план приобретает северо-восточное простирание и включает систему субпараллельных антиклинальных зон. В их числе Южный Мубарек-Северо-Каракумская и Актепе-Западно-Карагаирская.

Восточнее строение становится более сложным, что обусловлено большей раздробленностью фундамента. Однако сохраняется северо-восточное простирание складок: Андабазар-Раимсуфи, Андабазар-Ходжакудук-Сарыга-Азляртепа, Ташлы-Сарыга.

На востоке Ташлы-Мубарекского поднятие спрягается с Кашкадарьинской впадиной. Резкое увеличение мощностей неогеновых отложений указывает на ее неотектоническую природу.

Современная структура карбонатной формации сочетает в себе влияние как конседиментационного развития, так и неотектонических преобразований. Структурные планы подошвы и кровли формации совпадают. Главной особенностью строения карбонатной формации является особая роль биопродуктивности подводных ландшафтов. Поэтому морфология многих локальных структур отражает интенсивность роста биогермных и рифовых массивов [1]. Зеркальным отражением превышений подводного рельефа является изменение мощностей нижних ангидритов и нижних солей, что следует учитывать при анализе современной структуры карбонатной формации.

#### Литература

1. Хусанов С. Т. Позднеюрские склерактинии рифоренных отложений Южного и Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1987. 108 с.
2. Троицкий В. И., Хусанов С. Т. Унификация региональных стратиграфических схем мезозойских отложений Узбекистана и сопредельных территорий, Актуальные проблемы геологии и геофизики Т. I. Ташкент: Фан, 2007. С. 55—64.

## КАРБОНАТОЛИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ РАЗГРУЗКИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ

М. А. Тугарова

ФГУП «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург;  
*tugarova@mail.ru*

Процессы генерации, эмиграции и миграции углеводородов (УВ) неразрывно связаны с развитием осадочных систем. К числу индикаторов разгрузки УВ относятся карбонатные новообразования, формирующиеся в результате анаэробного окисления метана при участии микроорганизмов. Интерес к этому явлению возник во второй половине XX в. [6]. К настоящему времени этот механизм аутигенного карбонатообразования достаточно хорошо изучен в молодых осадках, главным образом при исследовании скоплений газовых гидратов в различных акваториях, где устанавливается их прямая связь с современными газопроявлениями [1—5]. Для древних карбонатных образований предполагаемого подобного генезиса приходится опираться на косвенные признаки, указывающие на их возможную связь с разгрузкой углеводородных флюидов. При этом весьма проблематичными остаются вопросы о времени воздействия флюидов (стадии литогенеза), генетическом типе самого флюида (биохимический, термokatалитический, др.), его составе и видах микроорганизмов, принимавших участие в процессах окисления метана и способствовавших выделению извести.

Предположения о развитии карбонатных построек, приуроченных к очагам разгрузки флюидов, были сделаны при изучении осадочных разрезов триаса восточной части архипелага Шпицберген (Свальбард). Исследования проводились в рамках российско-норвежского проекта «Полевые работы на Шпицбергене и архипелаге Земля Франца Иосифа — специализированные исследования» при поддержке с норвежской стороны Норвежского Нефтяного Директората (NPD) и компании Sintef Petroleum Research течение полевых сезонов 2007—2009 гг.

Осадочная толща триаса восточных островов архипелага Шпицберген представляет собой уникальный по полноте триасовый разрез «черных сланцев». Геологические, литологические и палеонтологические признаки указывают на последовательную смену в разрезе мелководно-шельфовых (ранний триас, свита викингхойя), глубоководно-шельфовых (средний триас, свита ботнехейя) и прибрежно-морских, прибрежно-континентальных (верхний триас, свиты чермакфьелле и де геердален) отложений. Средний триас представляет собой типичную нефтематеринскую толщу с реализованным нефтематеринским потенциалом.

Породы разреза представлены преимущественно аргиллитами, алевролитами, песчаниками и смешанными литологическими разностями пород. Детальное послонное опробование разрезов и петрографический анализ





выявили практически повсеместное присутствие карбонатной фазы. В разрезе обособляются конкреционные образования и проявлена карбонатизация по терригенным породам. В толще среднего и верхнего триаса встречаются биогермные постройки, приуроченные к карбонатизированным поверхностям, отчетливо выделяющимся в современном рельефе.

В задачи исследований входило: выявление природы карбонатных образований, определение их места и роли в седиментационно-эпигенетических процессах, оценка влияния УВ-флюидизации на их формирование.

Аналитический комплекс исследований был нацелен на всестороннее изучение вещественно-структурных особенностей пород и включал в себя следующие виды исследований: петрографический анализ шлифов, электронно-микроскопический анализ, химический анализ рентгено-флуоресцентным методом, изучение органомацералов в выделенных препаратах, определение группового и молекулярного (GC-MS) состава рассеянного органического вещества, изотопный анализ углерода и кислорода.

В ряду карбонатных конкреционных образований впервые были выделены биогермные (цианобактериальные) постройки как карбонатные новообразования, приуроченные к очагам разгрузки флюидов. Максимальная частота встречаемости цианобактериальных матов характерна для пород верхнего триаса, перекрывающих нефтематаринскую толщу среднетриасового возраста.

По морфологическим и вещественно-структурным признакам в разрезе триаса было выделено три типа биогермных построек. Первый — овално-изометрические карбонатные образования структурно однородные, микритовые (средний триас, верхи свиты ботнехейя). Второй тип — уплощенные конкреции, характеризующиеся небольшой мощностью и относительно большим диаметром по длинной оси (до 4 м), с характерным обрастанием по поверхности — конус-в-конусе (верхний триас, свита чермакфьелле). И третий тип — карбонатные холмы, изометричной формы, с близкими значениями мощности и длины диаметра в поперечном сечении (1—1.5 м), со сложным внутренним переслаиванием существенно терригенных и карбонатных слоев с текстурой конус-в-конусе (верхний триас).

Все три типа карбонатных построек приурочены к характерным поверхностям раздела разрезов, наиболее отчетливо выраженных в породах верхнего триаса. Фациальная организация терригенной толщи этого стратиграфического диапазона указывает на нарастание процессов обмеления, что отражается в появлении в разрезах верхнего триаса пачек терригенных пород с увеличением доли песчаных фракций, слоев песчаников с косой однонаправленной и перекрестно-косой слоистостью, многочисленных поверхностей внутриформационных перерывов. Одновременно с изменением литологического состава пород и увеличением частоты встречаемости внутриформационных перерывов повышается и частота встречаемости биогермов и их размеров. Расположение карбонатных построек в породах указывает на их более быстрый рост по сравнению со скоростями накопления вмещающих терригенных отложений. Макрослоистое внутреннее строение биогермов отчетливо выражено только в постройках верхнего триаса.

Макроструктуры биогермов однородны для карбонатных построек верхов среднего триаса и имеют макрослоистое строение в верхнем триасе. В качестве крустифицирующих корок наблюдаются карбонатные слои с текстурой конус-в-конусе. В разрезах встречены обособленные карбонатные стяжения, внутреннее строение которых характеризуется сноповидно-радиальным расположением кристаллов кальцита, проявляющимся в той же текстуре конус-в-конусе.

Состав биогермов известковый, в качестве примесей, текстурированных в породах, присутствуют обломочные зерна кварца тонкозернисто-песчаной и алевритовой размерности, а чаще глинистые алюмосиликаты — преимущественно иллит. Во всех образцах проявлены тонкие битуминозные пленки, отражающие наличие в исходном составе липидных компонентов. На микроскопическом уровне в строении всех карбонатных стяжений проявлена тонкая микрослоистость. Особенностью состава и структур этих образований является наличие фрагментов, указывающих на их биогенное происхождение. Сопоставление полученного аналитического материала с фоновыми и опубликованными данными свидетельствует о наличии в составе пород следов простейших организмов, в частности цианобактерий, проявленных в виде бурых «клеток», которые имеют характерное цепочечное расположение в породе. Они многочисленны в микритовых частях породы и практически исчезают в участках интенсивной перекристаллизации. Максимальное проявление следов цианобактерий зафиксировано в корках обрастания биогермов, представленных известковыми породами с текстурой конус-в-конусе.

Прослежены процессы перекристаллизации биоморфных цианобактериальных фрагментов и развитие микро-конусовидной перекристаллизации. Отражением микроструктур пород является макроскопическое проявление в породах текстуры конус-в-конусе.

Электронно-микроскопические наблюдения выявили неоднородности в ультра-микро-структурах кристаллов кальцита, образующихся в результате перекристаллизации. Породы биогермов состоят из известковых микрослоек микронной толщины, чередующихся с пленками алюмосиликатов — гидрослюд. Поверхности микрослоек имеют микроглобулярную структуру или сложены многочисленными ветвящимися нитями. Иногда структура осложнена кремнистыми включениями округлой формы, размерами в первые микроны. По отдельным кристаллам кальцита развиваются футляроподобные образования кремнезема. В качестве аутигенной примеси присутствуют агрегаты марказита, размером 3—4 мн, состоящие из отдельных глобуль в доли мн.

По химическому составу биогермные образования отчетливо обособляются от всех прочих конкреционных карбонатных стяжений триаса. Основным и единственным элементом-конкрециеобразователем в них выступает кальций, что хорошо согласуется с петрографической диагностикой этих образований как известняков.

Битуминологический анализ показал высокие содержания  $C_{\text{орг}}$ , хлороформного битумоида (Ахл) и углеводородов (до 1.9 мг/г породы). Для ряда объектов цианобактериальной природы зафиксированы высокие

значения коэффициента  $v = 12-22\%$  ( $v = (A_{хл}/C_{орг}) \times 100$ ), указывающие на наличие миграционных УВ в составе органического вещества пород. Состав и соотношение молекулярных маркеров (алканы, гопаны, стераны, арены) позволил выделить в разрезе карбонатные образования, исходное органическое вещество которых идентифицируется как гидробионтно-бактериальное, претерпевшее дополнительный, относительно фонового, термальный прогрев.

Данные изотопного анализа углерода подтверждают метаногенную природу цианобактериальных построек и их возможную приуроченность к выходам эманационных флюидов.

#### Литература

1. Иванов М. В., Леин А. Ю., Гальченко В. Ф., Егоров В. Н., Гулин С. Б., Гулин М. Б., Русанов И. И., Миллер Ю. М., Купцов В. И. Биогеохимия цикла углерода в районе метановых газовыделений Черного моря // Доклады АН СССР, 1991. Т. 320. С. 1235–1245.
2. Леин А. Ю., Гальченко В. Ф., Покровский Б. Г., Шабалева И. Ю., Черткова Л. В. и Миллер Ю. М. Морские карбонатные конкреции как результат микробного окисления гаогидратного метана в Охотском море // Геохимия, 1989. Т. 10. С. 1396–1406.
3. Леин А. Ю., Горшков А. И., Пименов Н. В., Богданов Ю. А., Вогт П., Богданов О. Ю., Купцов В. М., Ульянова Н. В., Сагалевиц А. М., Иванов М. В. Аутигенные карбонаты на метановых сипах в Норвежском море: минералогия, геохимия, генезис // Литология и полезные ископаемые, 2000, № 4. С. 39–45.
4. Леин А. Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые, 2004. № 1. С. 1–35.
5. Логвина Е. А. Различные сценарии формирования аутигенных минералов в отложениях очагов разгрузки флюидов // Вестник СПб. университета, 2008. Вып. 4. Сер. «Геология и география». С. 46–61.
6. Hathaway J. C., Degens E. I. Methane Derived Marine Carbonate of Pleistocene Age // Science. 1968. Vol. 165. Pp. 690–692.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРОЕНИЕ ЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО И ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

С. Т. Хусанов, В. И. Троицкий, А. С. Хусанов

ИГГ АН РУз, Ташкент, Республика Узбекистан

Бешкентский прогиб и примыкающие к нему структуры юго-западных отрогов Гиссарского хребта в настоящее время являются одним из наиболее перспективных в плане нефтегазоносности районов Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Об этом свидетельствуют открытие в верхнеюрской карбонатной формации ряда нефтяных и газовых месторождений. Опыт их изучения показал, что закономерности строения и развития локальных структур принципиально отличаются от структур, расположенных западнее в Чарджоуской и Бухарской ступенях. Эти отличия включают иное простираание складчатых дислокаций и разрывных нарушений. Особое значение в их формировании имели неотектонические движения, предопределившие современный структурный план региона. Дополнительным важным фактором формирования локальных структур являлись процессы соляного диапиризма.

В соответствии с принятой в практике геологоразведочных работ карбонатная формация делится на ряд продуктивных горизонтов. Согласно стратиграфической номенклатуре они получили соответствующее название свит: XVI горизонт — средний келловей — кандымская свита, XVI подрифовый горизонт — верхний келловей — средний оксфорд (мубарекская свита), XV рифовый и надрифовый горизонты — верхний оксфорд-нижний кимеридж (ходжаипакская, уртабулакская, кушабская и гардаринская свиты). XVI и XV подрифовые горизонты отличаются плавным изменением их мощности. Наоборот, перекрывающие их накопления рифового и надрифового горизонтов имеют более сложное строение, что объясняется более сложной морфологией палеорельефа и обособлением трех типов ландшафтов — глубоководных пелагических, рифовых и зарифовых фаций [1].

Продуктивные горизонты верхнеюрского карбонатного комплекса характеризуются различными генетическими типами ловушек. Наибольший интерес представляют аккумулятивные постройки рифовых массивов, составляющих протяженную, вытянутую на многие километры, барьерно-рифовую систему. С ними связаны основные, наиболее крупные месторождения нефти и газа. Карбонатная формация зарифового пространства имеет сложное строение и соответствует ландшафтам лагун и мелководного шельфа. Здесь получают развитие ловушки сравнительно небольших аккумулятивных построек (лоскутные рифы), ракушняковых банок и волноприбойных, терригенно-карбонатных ак-



кумулятивных тел. В пределах внутренней, более глубоководной части морской акватории, разрезы представлены слоями конденсации — высокогамной пачкой. На фоне ее регионального распространения получают развитие атолловые, холмовидные постройки одиночных рифов. В зависимости от биопродуктивности они имеют различную мощность, иногда достигая 100 и более метров высоты. Третьим типом коллекторов являются карбонатные отмели и шлейфы — продукты разноса разрушающихся рифов [2].

В течение десятилетий рифы изучались многими коллективами. Созданы объективные, научно-обоснованные модели условия их образования. Однако в их изучении преобладали чисто литологические, седиментологические методы анализа. Сложности в обосновании мест роста рифовых построек объясняется специфическими условиями жизни рифостроителей. Кораллы активно развиваются при глубине бассейна не более 50 м. В этих условиях биологическая продуктивность рифового экологического сообщества оказывается максимальной. При этом темпы роста коралловых построек контролируются скоростью погружения, т. е. тектоническим опусканием дна бассейна. Рифы растут только в условиях идеальной компенсации. При незначительном погружении рост рифа прекращается, а его тело эродировано. И при быстром погружении, когда кораллы отрываются от зоны фотосинтеза, рост рифа также прекращается.

Местоположение барьерных и одиночных рифов контролируется тектоникой. Барьерные рифовые системы получают развитие на перегибах шельфа, где сопрягаются мелководные и глубоководные обстановки. Такое положение занимают барьерные рифы Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба. При этом они тяготеют к Учбаш-Каршинской флексурно-разрывной зоне на севере и диагональным разломам на западе и востоке. Одиночные рифовые постройки Бешкентского прогиба обнаруживают последовательность северо-восточного направления. Системы лоскутных рифов к северо-востоку от Шакарбулака также ориентированы в северо-восточных румбах. Их простираение совпадает с ориентировкой разломов. Подобное сочетание, возможно, является одним из поисковых признаков [2].

Таким образом, уточнено строение карбонатной формации, согласно принятой в практике геолого-разведочных работ делится на XVI, XV подрифовый, XV рифовый и XV надрифовый горизонты. Произведено районирование типов разрезов верхней части формации: депрессионный, рифовый и зарифовый (лагунный) типы разрезов. Изучение комплекса органических остатков позволило уточнить возраст выделяемых стратиграфических подразделений.

#### Литература

1. Троицкий В. И., Хусанов С. Т. Унификация региональных стратиграфических схем мезозойских отложений Узбекистана и сопредельных территорий // Актуальные проблемы геологии и геофизики. Ташкент: Фан, 2007. Т. 1. С. 55—64.
2. Хусанов С. Т. Позднеюрские склерактинии рифоренных отложений Южного и Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1987. С. 108.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (ГОРИЗОНТЫ DF5, DF6 И DF2) ПО СКВАЖИНАМ ВОСТОЧНО- КОЛВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. П. Черкес, Ц. С. Тонашка

ООО «ПечорНиПинефть», Архангельск; [LCherkes@lukoil.com](mailto:LCherkes@lukoil.com)

Восточно-Колвинское месторождение по административному положению находится на территории Ненецкого автономного округа Архангельской области. Согласно схеме тектонического районирования, рассматриваемая площадь приурочена к Садагинской ступени Хорейверской впадины в зоне ее сочленения с Колвовисовской ступенью и Чернореченской депрессией (рис. 1).

Схематический геологический разрез, отражающий строение горизонтов DF2, DF5 и DF6 представлен (справа налево) скв. 100, 3, 2, 4, 5, 50, 52 (рис. 2). Среди скважин в разрезе выделяются пробуренные на ранней стадии изучения месторождения (50, 52, 100) и пробуренные в последние годы (2, 3, 4, 5). Наиболее представительной в отношении литолого-петрографической изученности из «ранних» скважин является 50-я, где с глубины 3179.2 м (абс.) отбор керна велся непрерывно и изучено каждое долбление. Это позволило достаточно достоверно провести в разрезе этой скважины границу между перспективными на УВ рифогенными образованиями и вышележащими породами шельфовых фаций. Другие скважины охарактеризованы либо только шельфовыми фациями (скв. 52), либо залегающими намного ниже вторичными доломитами (скв. 100).

Из «поздних» скважин граница рифогенных и шельфовых фаций зафиксирована только в разрезе скв. 4, а извлеченный керн в скв. 2, 3 и 5 характеризуется отложениями рифогенных фаций (рис. 3).

Как показал анализ керна скважин Восточно-Колвинского месторождения, его общее геологическое строение в целом не отличается от строения ряда месторождений данной группы (Ошкотынского и Дюсушевского, а также в чем-то и Тэдинского [1]); однофациальные породы соответствующего возраста в них мало отличаются друг от друга. Это, в частности, подтверждается развитием фациально аналогичных пород в пределах пластов-горизонтов DF5—DF6 (известняки микритовые (микрозернистые) и детрито-микритовые с глинистой примесью, неравномерно доломитизированные) и DF2 (известняки тонкослойчатые строматолитоидные, микробиально-детритовые цианобионтные со вторичной сгустково-комковатой структурой, в том числе и сферово-узурчатые, обломочные и онкоидные, а также их переходные разновидности) для всех трех вышеуказанных месторождений. Типичные доломиты замещения в изученной части разреза не установлены, они развиты





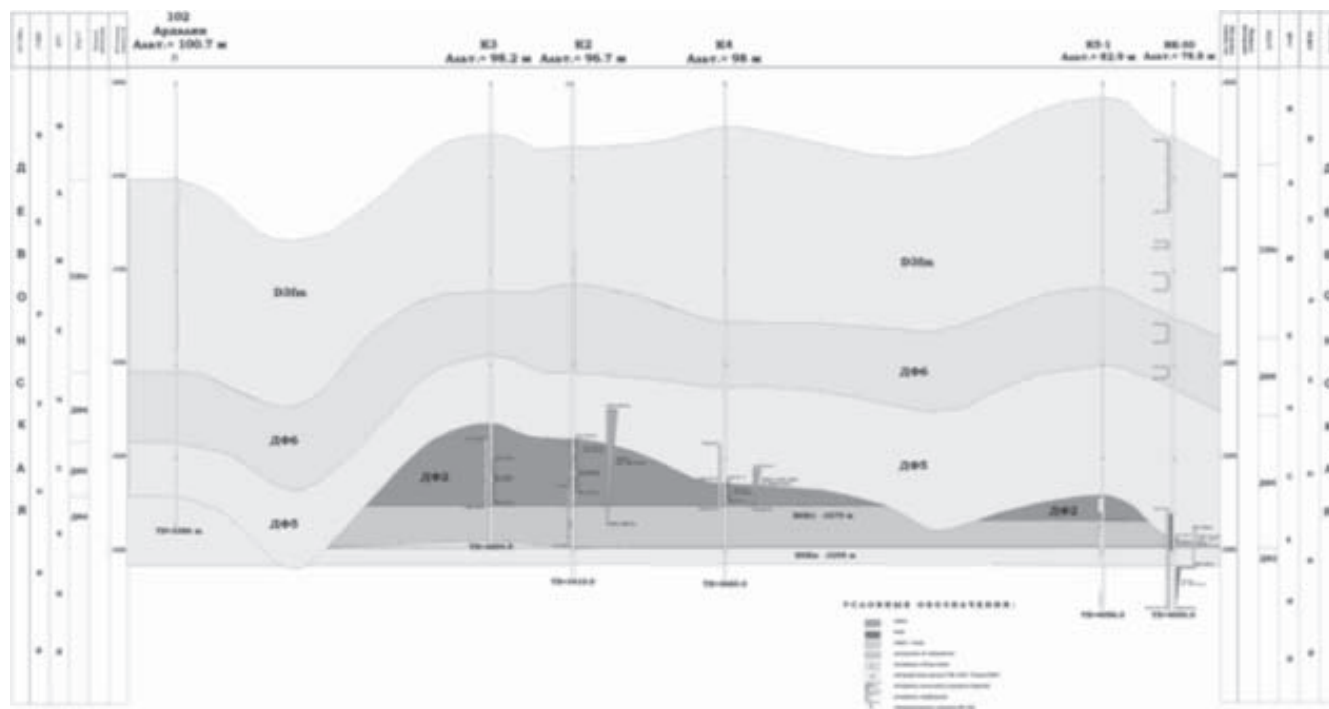


Рис. 3. Геологический разрез Восточно-Колвинского месторождения

яснокристаллического кальцита, доломитизированный, кавернозный, с включениями ангидрита по трещинам, имеет солоноватый вкус.

8) **Скв. 52.** 3278.5—3325 (полевое описание — 3471.6) м — известняки микритовые и детрито-микритовые; далее — известняки микробийные цианобионтные.

**Литология.** Изученная часть разреза состоит из двух частей. Верхняя часть представлена микритовыми (мадстоун), детрито-микритовыми (вакстоун и пакстоун) и шламово-микритовыми известняками, неравномерно перекристаллизованными и доломитизированными, с примесью глинистого материала (по этим породам керн отобран в скв. 4, 50 и 52). Состав данных отложений, скорее всего, идентичен, как по вертикали, так и по латерали.

Нижняя часть разреза сложена микробийно-детритовыми цианобионтными известняками с разнообразными структурами: микробийно-водорослевые (рис. 4, Ж), сферово-сгустковые (рис. 4, А, И) и сферово-узорчатые (рис. 4, 3) с примесью биокластов, тонкослойчатые строматолитоподобные и биогермные (рис. 4, В), в том числе онколитовые и желваковые (рис. 4, Б, Г, Д), комковато-обломочные (рис. 4, Е) или обломочные с алевритовой, псаммитовой и гравелитовой структурами (по этим породам керн отобран в скв. 2, 3, 4, 5, 50). Для рассматриваемых известняков характерна сферово-микросгустковая микробийная структура и наличие пустот, заполненных катагенетическим карбонатом, преимущественно кальцитом. Рифогенная пачка представляет собой переслаивание микробийно-детритовых цианобионтных сферово-узорчатых и строматолитоподобных известняков с сопутствующими им обломочными (биолитокластическими) известняками и плотно сцементированными биогермными (тромболитовые?). Биогермные известняки встречаются и в сопутствующих им кластических (грейнстоун) известня-

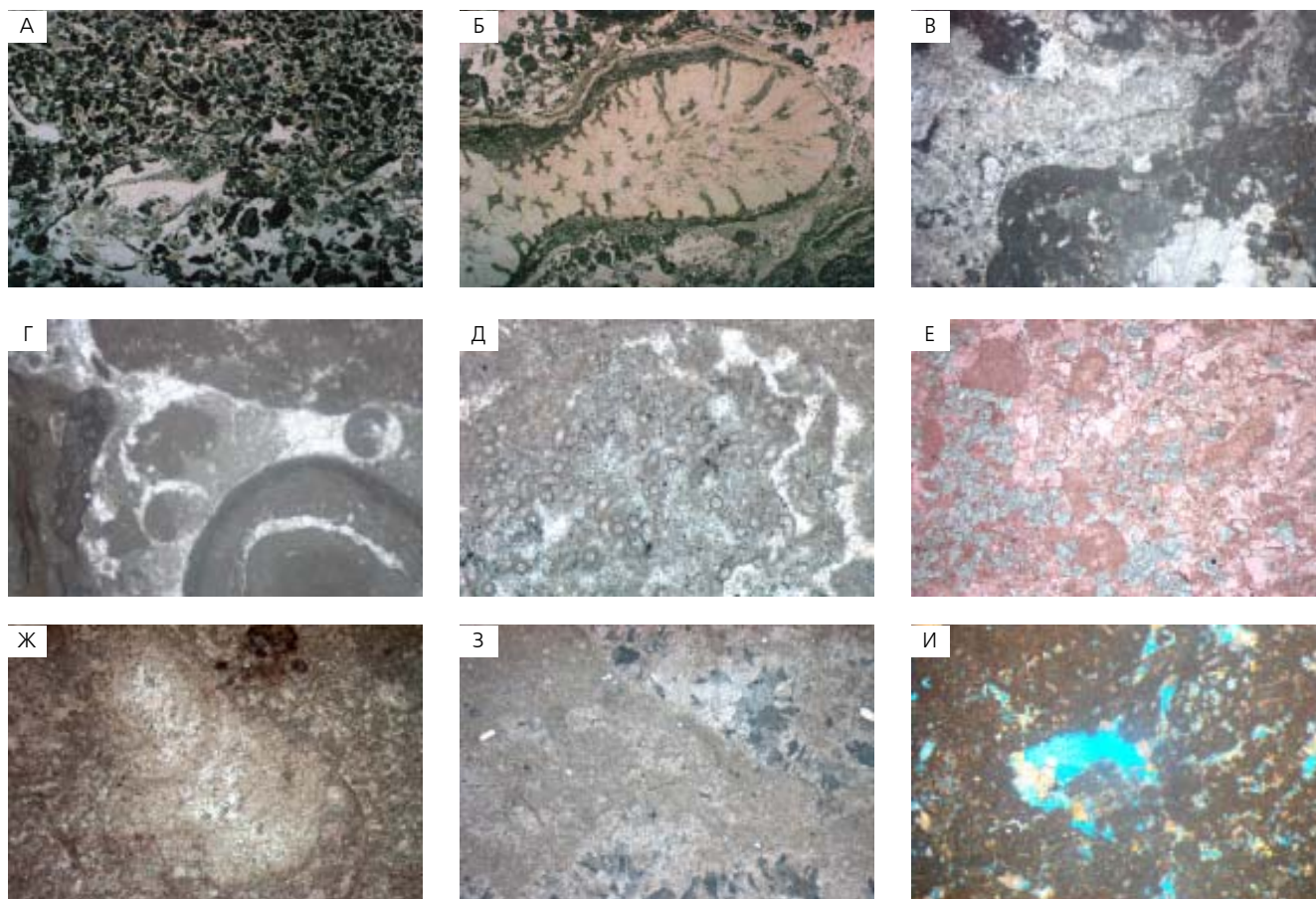
ках в виде переотложенных интракластов (или т. н. форм/построек). Обломочные известняки присутствуют между и внутри микробийно-водорослевых биогермных, строматолитоподобных и сферово-узорчатых известняков.

Био-литокластовые известняки (грейнстоуны), как правило, имеют самую высокую пористость среди фаций пласта.

Следует отметить, во-первых, существенное преобладание сферово-узорчатых и строматолитоподобных тонкослойчатых разновидностей, а также сопутствующих им комковато-обломочных известняков и, во-вторых, незначительное содержание крупных строматопорово-водорослево-микробийных и микробийно-водорослевых форм/построек (биогермов). Эти особенности являются характерными для рифогенной фации Восточно-Колвинского разреза. Исключение составляют отложения из скв. 4 и 3, где в шлифах встречены биогермные разновидности (микробийно-водорослевые и микробийно-строматопорово-водорослевые), которые вполне могут быть лишь крупными интракластами обломочных известняков, и ассоциирующие с ними комковато-обломочные и желваковые известняки.

В пределах изученного разреза установлена также неоднородность сферово-узорчатых известняков. При безусловном преобладании бескаркасной микробийной природы отложений над крупными каркасными формами микробийно-водорослевой и строматопорово-водорослево-микробийной природы, типичные микробийные ламиниты с выраженной субпараллельной слоистостью в значительном объеме встречаются только в скв. 2 и 3 (текстура подчеркивается субгоризонтальной ориентировкой крупных фенестр по удлинению). В отложениях скв. 5 слоистость в микробийных известняках встречается локально, а в отложениях скв. 50 — не выявлялась. Здесь преобладают фенестры изометричной формы, расположенные хаотично.





**Рис. 4.** Микрофотографии шлифов известняков (А–Ж — в проходящем свете, З–И — в поляризованном): А — микробильно-детритовый с вторичной сгустково-комковатой структурой (скв. 5), ув. 20; Б — обломочно-желваковый (скв. 5), ув. 20; В — биогермный (скв. 5), ув. 25; Г — онколитовый с органическим детритом и интракластами (скв. 5), ув. 25; Д — желвак, образованный цианобактериями типа *Girvanella* (скв. 5), ув. 100; Е — комковато-обломочный, кальцитизированный и доломитизированный (скв. 3), ув. 25; Ж — Известняк микробильно-водорослевый. В центре — колония багряных водорослей (скв. 3), ув. 25; З — Идиоморфные кристаллы аутигенного кварца в сферово-узурчатом известняке (скв. 3), ув. 25; И — микробильно-детритовый с вторичной сгустково-комковатой структурой, пористый (скв. 5), ув. 25

**Вторичные изменения.** Для изученных пород характерны и повсеместно проявлены:

- перекристаллизация;
- выщелачивание;
- кальцитизация;
- слабая доломитизация;
- а также крайне слабо (ограниченно) окварцевание (идиоморфные зерна кварца встречаются в строматолитовых и сферово-узурчатых известняках (рис. 43), а также в обломках этих пород и изредка в полостях кальцитизированных сфер (радиолярии?); присутствуют в основном субстрате породы и никогда в фенестрах, заполненных яснокристаллическим кальцитом — предполагается, что аутигенный кварц формируется в результате переосаждения органического кремния *in situ*);
- пиритизация;
- и осолонение.

Возраст отложений, подтвержденный характерным для данного возраста комплексом конодонтов, известен по двум скважинам (скв. 51, инт. 3381.5—3426.5 м; скв. 52, инт. 3360—3393.3 м — DF2), и соответствует усть-печорскому [5].

#### Литература

1. Лебединцева Е., Черкес Л. Литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего девона фаменского яруса Тэдинского месторождения // Материалы XV геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С 81—85.
2. Литолого-петрографические и петрофизические исследования керна скв. 4 Восточно-Колвинского месторождения // Отчет. ООО «Лукойл-Север». Архангельск, 2006 г.
3. Литолого-петрографические и петрофизические исследования керна скв. 3 Восточно-Колвинского месторождения // Отчет. ООО «Гло-Бел нефтесервис». Архангельск, 2007 г.
4. Литолого-петрографические и петрофизические исследования керна скв. 5 Восточно-Колвинского месторождения // Отчет. ООО «Гло-Бел нефтесервис». Архангельск, 2008 г.
5. Деулин Ю. В. Конодонты и корреляция продуктивных на нефть верхнедевонских отложений Севера Тимано-Печорской провинции. Архангельск, 2006.
6. Кушнарева Т. И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М.: Недра, 1977.
7. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.





# ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ УНИКАЛЬНОЙ ОРГАНОГЕННОЙ ПОСТРОЙКИ ТАЛАКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

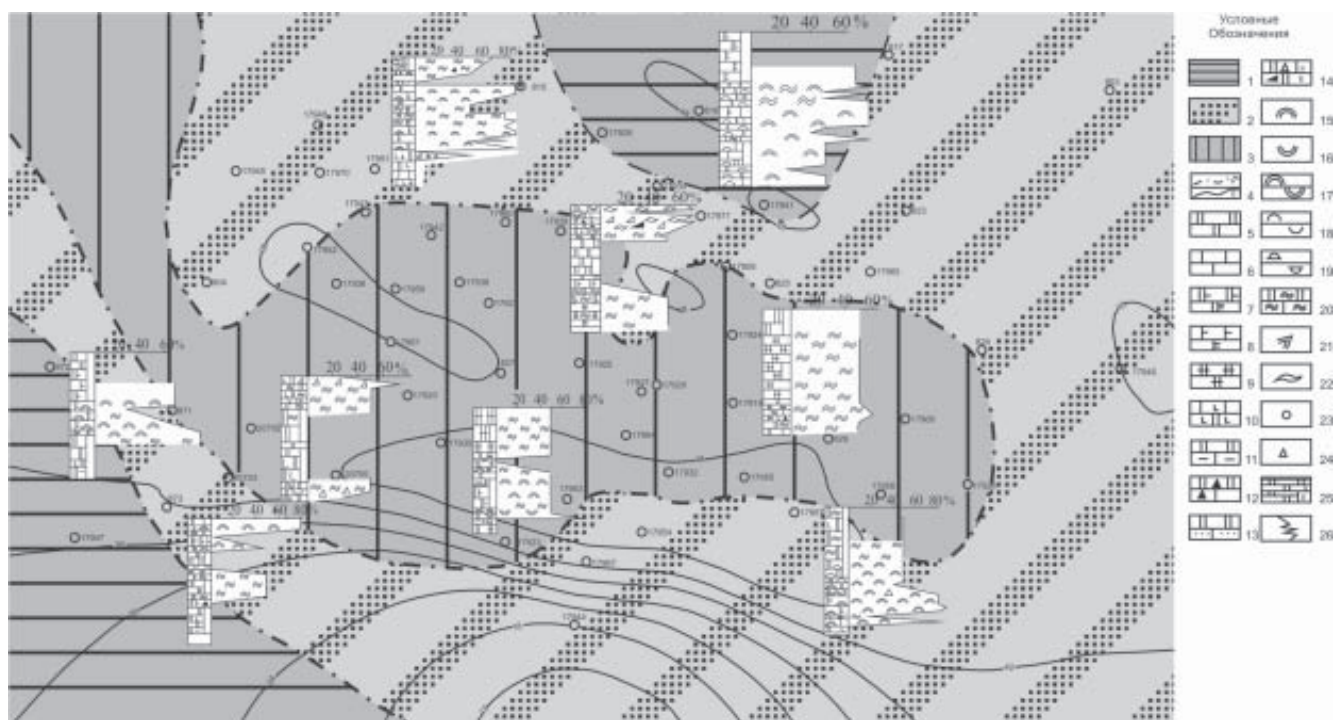
Л. С. Чернова, М. М. Потлова

СНИИГГиМС, Новосибирск; *lschernova@mail.ru*

Органогенная постройка Талаканского месторождения приурочена к Пеледуйскому поднятию Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области, территориально входит в состав Республики Саха Якутия. Рассматриваемый стратиграфический уровень — проницаемый осинский горизонт относится к верхнебилирской подсвите нижнего кембрия. Органогенная постройка для данной территории и Восточной Сибири в целом уникальна. Мощность продуктивного горизонта колеблется от 56 до 67 м. Она имеет широтную ориентировку протяженностью более 50 км при ширине до 20 км. Дан-

ный объект в литолого-фациальном плане изучен в разрезах 40 скважин с описанием около 3000 прозрачных шлифов. Расчленение осинского горизонта по пачкам 8—9 и 10 выполнено сотрудниками СНИИГГиМС А. О. Ефимовым, Л. В. Плотниково.

В результате анализа в данном районе по литолого-фациальным признакам выделено три типа разрезов. В основу типизации разрезов и биофациальных зон положено строение осинского горизонта (пачки 8—9) по литогенетическим типам, вещественному составу, степени преобразованности органогенных остатков. Первый тип разреза зонально встречен в северо-восточной и юго-западной участках Талаканского месторождения. Строение в виде колонок по основным разрезам в зонах отражено на рис. 1. Первая зона преимущественно известняковая с содержанием водорослевых известняков в разрезах скважин до 75 % с прослоями органогенно-обломочных, редко известковых доломитов замещения. Известковые разности данного типа разреза наиболее обогащены водорослевыми остатками, имеют разнотекстурную структуру (от микро- до среднетекстурных, часто с преобладанием микро- и тонкотекстурных фракций), слабо сульфатизированы, засолены с незначительным содержанием нерастворимого остатка. В рассматриваемой зоне условия формирования водорослевых известняков были наиболее оп-

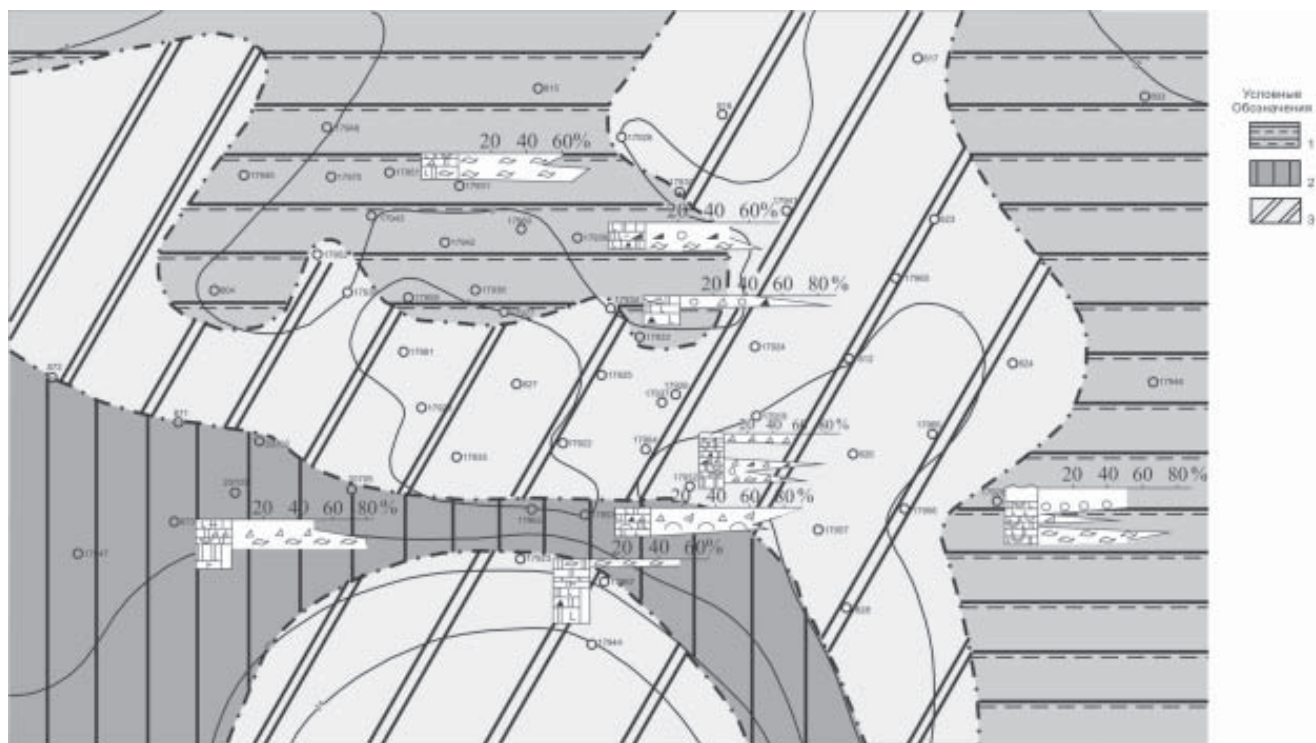


**Рис. 1.** Литолого-биофациальная схематическая карта на время формирования 8—9 пачек осинского горизонта билирской свиты Талаканской площади.

Лито-биофации: 1 — известняковая биогеенная с содержанием водорослевых известняков в разрезе до 75 %; 2 — известняково-доломитовая биогеенная с содержанием органогенных пород в разрезе от 50 до 75 %; 3 — доломитовая, прослоями известняково-доломитовая, биогеенная со следами органогенных структур; 4 — а) границы зон, б) изопакиты общей мощности пачек. Литологические типы пород: 5 — доломиты; 6 — известняки; 7 — доломиты известковистые, известковые; 8 — известняки доломитистые, доломитовые; 9 — доломиты замещения; 10 — известняки, доломиты сульфатизированные; 11 — известняки, доломиты глинистые; 12 — известняки, доломиты окремненные; 13 — известняки, доломиты с примесью терригенного материала; 14 — известняки, доломиты обломочные: а — обломки органогенных пород, б — обломки хемогенных пород; органические остатки: 15 — водоросли; 16 — микрофитолиты; 17 — содержание органических остатков свыше 50 %; 18 — содержание органических остатков от 25 до 50 %; 19 — содержание органических остатков до 25 %; 20 — следы органогенных структур; 21 — строматолитовые структуры; 22 — микрофитолиты из групп Nhieroglyphites, Vermiculites; 23 — онколиты, оолиты, желваки НСП; 24 — микрофитолиты из группы Nubecularites, обломки органогенных пород; 25 — разрез скважины: а — по керну, б — по каротажу; 26 — кривая содержания органических остатков в разрезе скважины (в %)

тимальными в течение всего периода седиментации 8—9 пачек. Резко подчиненное значение имеют прослои органогенных и хемогенных доломитов. Второй тип разреза имеет иное строение, полосовидно прослеживаясь в северной и южной частях органогенной постройки. Он сложен водорослевыми доломитовыми известняками и известковыми доломитами. Нижняя часть разреза сложена преимущественно водорослевыми доломитовыми известняками, а верхняя — представлена доломитами замещения по водорослевым известнякам. В породах данной зоны повышены содержания органогенных и органогенно-обломочных образований (до 60 %). Обломочный материал представлен продуктам разрушения органогенных и хемогенных пород с прослоями интракластов. Комплекс микрофитоцитов и присутствие обломочного материала свидетельствует о наличии в данных участках бассейна условий седиментаций с повышенным гидродинамическим режимом. Присутствие в нижней части разреза (скв. 17951) строматолитовых структур свидетельствует о значительном обмелении палеобассейна. Третий тип разреза является доминирующим в пределах Талаканской органогенной постройки и распространен по всей ее центральной части. По вещественному составу в зоне преобладающим компонентом в разрезах являются доломиты пятнисто-линзовидные и массивные, реже известковые доломиты биогенные, с реликтами органогенных структур. Для разрезов этой зоны характерно высокое содержание доломитов замещения и значительное понижение в данной пачке органогенных известняков и доломитов.

Верхний пласт осинского горизонта (пачка 10) на большей части Талаканской площади имеет мощность 6—9 м, локально в южной и юго-западной частях она достигает 18 м. По литологическому составу пачка сложена сульфатно-карбонатными отложениями, из карбонатных разностей в основном доломиты. Количественный анализ соотношений различных генетических типов пород позволил выделить в данной пачке несколько лито-биофациальных биогенно-хемогенная прослеживается в северной и восточной частях площади. В разрезах рассматриваемой зоны помимо хемогенных доломитов и ангидритов присутствуют прослои органогенных доломитов с комплексом микрофитоцитов из группы *Hieroglyphites*. Органогенно-обломочные разности имеют подчиненный характер. Вторая зона сульфатно-доломитовая, послойно доломито-сульфатная обломочно-биогенно-хемогенная прослеживается полосовидно с запада на восток. В ней кроме хемогенных доломитов и ангидритов повышается роль органогенно-обломочной фации с небольшим количеством вторичных водорослевых структур. Третья зона сульфатно-доломитовая хемогенная, участками биогенно-хемогенная протягивается с северо-запада через центральную часть площади на север и юго-восток. Она также выделена в южной части структуры. В ней преобладают хемогенные отложения с подчиненным значением микрофитоцитовых и органогенно-обломочных доломитов, среди которых доминируют онколито-оолитовые разности.



**Рис. 2.** Лито-биофациальная схематическая карта на время формирования 10 пачки осинского горизонта билярской свиты Талаканской площади.

Лито-биофации: 1 — сульфатно-доломитовая биогенно-хемогенная с комплексом микрофитоцитов из группы *Hieroglyphites*, в отдельных участках со строматолитовыми структурами; 2 — сульфатно-доломитовая, послойно доломито-сульфатная, обломочно-биогенно-хемогенная с обломками органогенных, хемогенных, биогенно-хемогенных (строматолитовых) пород и микрофитоцитов из группы *Nubecularites*; 3 — сульфатно-доломитовая хемогенная, участками биогенно-хемогенная с онколито-оолитовыми образованиями. Условные обозначения к литологическим типам пород в колонках см. рис. 1.



# ОБЛОМОЧНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ В СОСТАВЕ ПЛАТАМОВОЙ ФОРМАЦИИ БАСЕЙНА ВЕРХНЕЙ ПЕЧОРЫ

А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;  
anshadrin@geo.komisc.ru, sandula@geo.komisc.ru

На западном склоне Печорского Урала в отложениях нижнего карбона широко развита визейская платамовая формация открытого карбонатного шельфа [1]. Она сложена темно-серыми или серыми детритовыми известняками с многочисленными остатками разнообразной фауны. В возрастном отношении данная формация охватывает в основном отложения окского надгоризонта. В составе формации выделяется две градации: подчеремская (детритово-известняковая) и кушковатская (глинисто-кремнисто-известняковая) [2]. Первая из них развита шире и определяет свойства формации.

В ее строении обособляются несколько породных ассоциаций. Среди них выделяются две главные: ассоциация полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков и ассоциация полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков и аргиллитов [1]. Кроме того, могут быть отмечены следующие второстепенные породные ассоциации развитые локально: ассоциация полидетритовых, биоморфно-детритовых и комковато-сгустковых известняков [3], ассоциация полидетритовых известняков с кремнями и ассоциация полидетритовых и мелкообломочных известняков.

Согласно нашим исследованиям ассоциация полидетритовых и мелкообломочных известняков в бассейне Верхней Печоры выделяется только в михайловских отложениях в обн. 87 (по В. А. Варсанюфьевой) р. Илыч (рис. 1). Это обнажение располагается на правом берегу

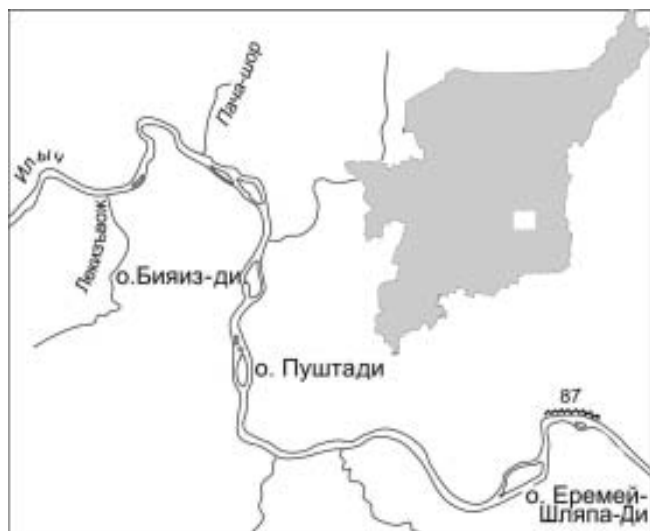


Рис. 1. Схема расположения обн. 87 на р. Илыч (Республика Коми, Вуктыльский район)

р. Илыч в 0.5 км ниже руч. Патракарием-Вомын-Бежель и в 1.5 км выше о. Еремей-Шляпа-Ди. Здесь можно наблюдать отложения алексинского, михайловского, веневского и тарусско-стешевского горизонтов. Разрез наращивается сверху вниз по реке. Отложения михайловского горизонта согласно залегают на алексинских известняках видимой мощностью около 100 м. Горизонт сложен переслаивающимися серыми оолитовыми, полидетритовыми и сгустковыми известняками с кораллами и брахиоподами. Мощность горизонта составляет 60—70 м. От алексинских известняков михайловские отличаются несколько иной микрофауной, а визуально более светлой окраской и иным характером наложения. В породах этого возраста довольно часто наблюдаются поверхности микро размывов и серии пластов с косослоистыми текстурами мощностью от первых сантиметров до 2 м. В кровле тонкослоистых или косослоистых известняков наблюдаются следы биотурбации.

Обломочные породы встречены в верхней части горизонта. Они представлены 3 разновидностями:

1) Известняковые конглобрекции и грубо-, крупнодетритовые (криноидно-детритовые) известняки с многочисленными окатанными и/или реже слабоокатанными фрагментами пород. Обломки представлены более или менее темными (относительно цвета цемента) детритовыми известняками (иногда слоистыми), фрагментами колоний кораллов (*Syringopora* и др.). Внутри некоторых галек наблюдаются более мелкие обломки известняков. Количество галек в объеме породы колеблется в широких пределах: от единичных обломков до 80 %. Размер составляет 2—10 см, обычно 5—7 см в поперечнике (рис. 2, Б). При этом отмечается уменьшение размеров обломков пород и их количества снизу вверх по разрезу. Связующая масса — грубодетритовый криноидный известняк. Мощность пластов составляет 0.3—0.5 м.

Граница обломочных известняков с подстилающими породами обычно резкая по пластовой отдельности иногда с размывом, а с перекрывающими — различная: резкая при контакте с обломочными породами и постепенная во всех остальных случаях. Микроскопические исследования показывают сходство состава и строения обломков с вмещающими породами. Часто как вмещающая, так и в обломочной части породы представлены однотипными известняковыми песчаниками (рис. 3, А), известняками оолитовыми и детритовыми с окатанными органическими остатками (рис. 3, Б). Размер оолитов (в т. ч. зачаточных) и песчинок составляет 0.15—0.8 мм, обычно 0.3—0.5 мм. Цемент спаритовый, в редких случаях с небольшим количеством глинистого материала. Породы несколько гранулированы.

Условия образования: в области крайнего мелководья, за счет размыва подстилающих отложений и поступления грубообломочного материала с более приподнятых участков.

2) Темно-серый пелитоморфный известняк с плохо окатанными обломками пелитоморфных известняков гравийной размерности. Данный тип был встречен только в одном маломощном (0.4 м) пласте в верхней части толщи михайловского горизонта. На выветрелой поверхности порода имеет светло-серый оттенок. Обломки в составе породы несколько темнее цементирующей массы. Мик-



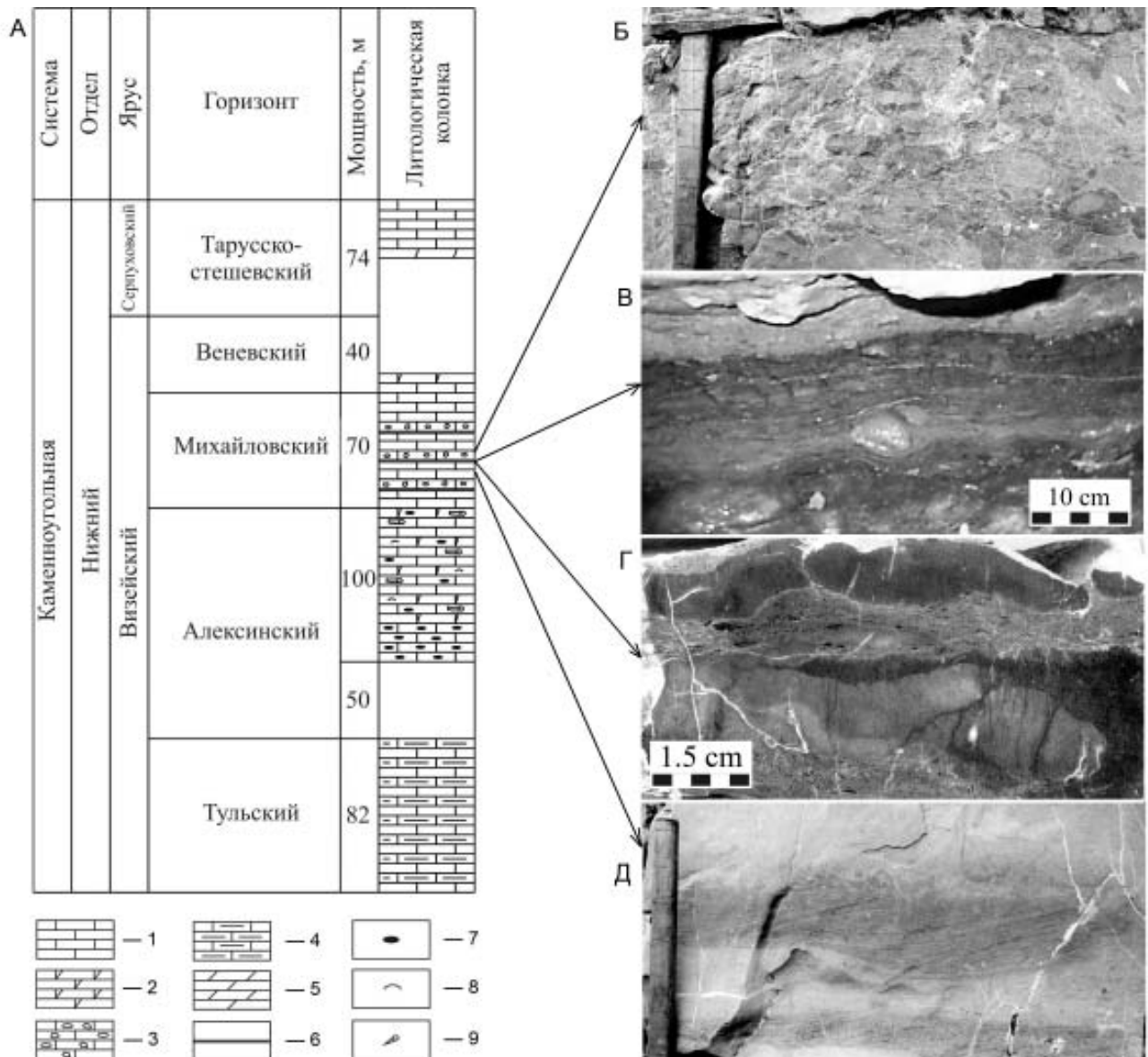
роскопически порода представлена известняком пелитоморфным с окатанными и слабоокатанными обломками известняка пелитоморфного (рис. 3, В). Обломки составляют около 10 % от объема породы и состоят из известняка пелитоморфного с небольшим количеством детритового материала (количество в разных фрагментах разное). Детрит представлен остатками остракод, неопределимого шламового материала. Обломки известняков чуть темнее цементирующей массы. Размеры: 0.2—3 мм. Сама порода содержит редкие органические остатки, представленные фрагментами и целыми раковинками остракод и неопределимым шламовым материалом. Порода содержит единичные зерна аутигенного пирита. Их размеры меняются от менее 0.05 до 0.1 мм. В некоторых случаях наблюдаются агрегаты пирита размерами до 0.3 мм. Кроме того, в строении пелитоморфных известняков наблюдаются небольшие участки (до 1—1.5 см в поперечнике) с брекчиевой структурой. Они различимы только при микроскопическом наблюдении и составляют примерно поло-

вину поля шлифа. Обломки на таких участках исключительно угловатые, неправильной формы, размер их не превышает 0.1 мм.

Данный известняк подстилает мелкокомковатый известняк с редкими мелкими оолитами (0.05—0.1 мм), фораминиферами, фрагментами члеников криноидей, округлыми водорослевыми образованиями, а перекрывают тонко-, горизонтально-слоистый известняк шламово-детритовый с редким крупным органогенным материалом.

Условия образования: в области мелководных лагун с тиховодным гидродинамическим режимом за счет осаждения карбонатного ила, поступления известнякового песчаного материала с приподнятых участков, а также в результате вторичного брекчирования, вероятно, в результате растрескивания ила при кратковременных осушениях.

3) Известковистые аргиллиты с известняковыми гальками. Мощность пластов составляет 5—20 см. Для



**Рис. 2.** Нижнекаменноугольные отложения в обн. 87 на р.Ильч. А — литологическая колонка; Б — известняковый конгломерат; В, Г — аргиллит с гальками детритовых известняков: В — характер залегания галек, Г — пришлифовка из основания слоя, обр. Ил87/103-2; Д — косослоистые текстуры в крупнетритовых известняках. Условные обозначения: 1—4 — известняки: 1 — полидетритовые (биокластовые), 2 — доломитизированные, 3 — обломочные, 4 — глинистые; 5 — доломиты; 6 — аргиллиты; 7 — кремни; 8 — брахиоподы; 9 — кораллы



породы характерна тонкая горизонтальная слоистость. В ее составе наряду с глинистым материалом выделяется небольшое количество мелкого и шламowego детрита и не окатанные зерна кварца (около 5%) мелкозернистой псаммитовой размерности. Размер галек в породе составляет 0.5—5 см, иногда до 7 см. Причем основная масса обломков приурочена к первым 5—8 см слоя (рис. 2, Г), а выше по разрезу в аргиллитах наблюдаются только единичные гальки (рис. 2, В). Они представлены средне-, крупнодетритовыми перекристаллизованными известняками. В их составе среди органических остатков можно выделить фрагменты фораминифер, мшанок, брахиопод, кораллов, а также небольшое количество шлама. Многие из них наблюдаются лишь в виде «теней» (рис. 3, Г).

В разрезе подобные аргиллиты с размывом налегают на пачки полидетритовых и косослоистых оолитово-детритовых известняков, в верхних частях пластов которых довольно часто наблюдаются следы размыва и структуры биотурбации (рис. 2, Д), а перекрываются известняковыми конгломератами (рис. 2, Б).

Условия образования: накопление данных отложений могло происходить на участках локальных депрессий или в нижней части склона карбонатного плато за счет поступления тонкого терригенно-карбонатного материала, а также хорошо окатанных фрагментов детритовых известняков.

В рассматриваемом разрезе обломочные породы фиксируют границы нескольких трансгрессивно-регрессивных циклов. В их строении наблюдается чередование пла-

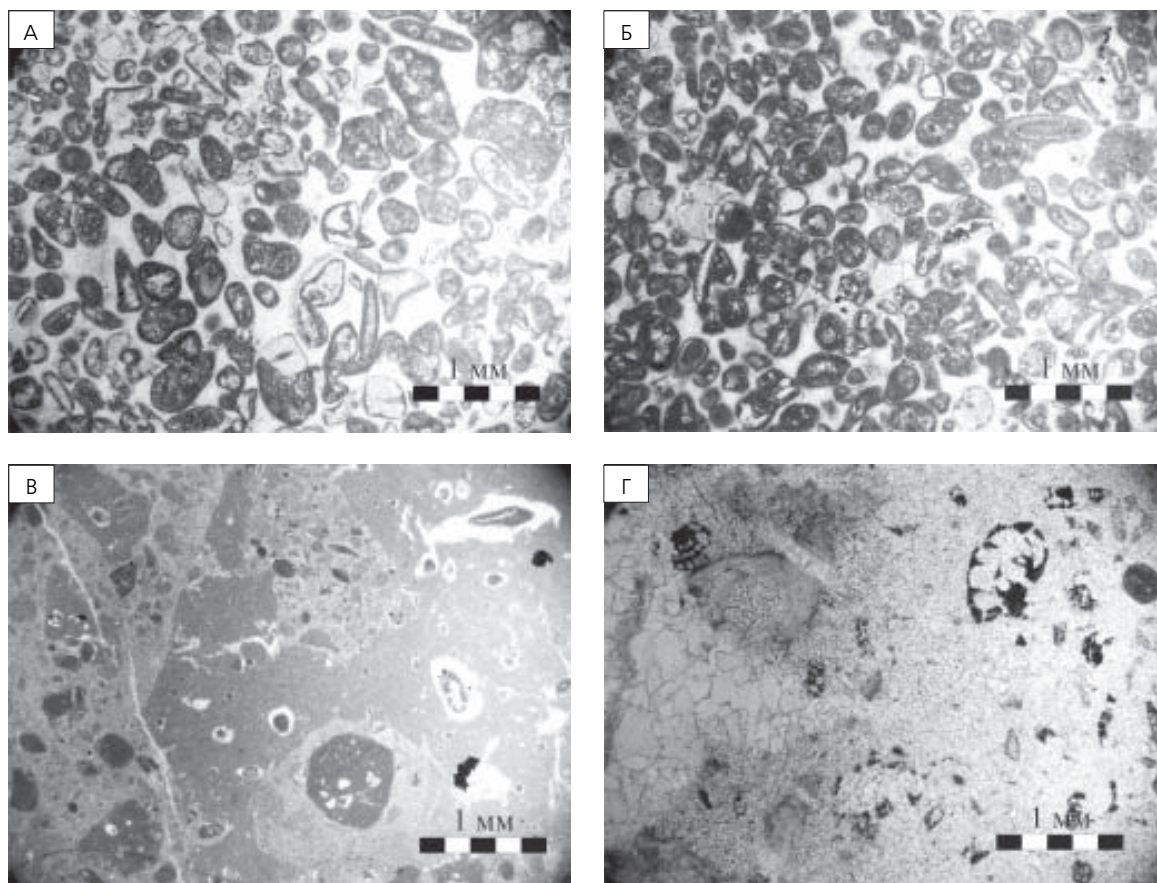
стов известняков: а) грубодетритовых косослоистых; б) пелитоморфных с гравийными обломками; в) полидетритовых и косослоистых оолитово-детритовых с признаками биотурбации (рис. 2, Г) и следами размыва; д) тонкослоистых аргиллитов с известняковыми гальками (рис. 2, Д, В); е) известняковых конглобрекций; ж) тонкослоистых со следами биотурбации.

Формирование подобного типа разрезов, по всей видимости, могло происходить в зоне островного мелководья за счет эвстатических колебаний уровня моря. На это указывает наличие следов размыва, присутствие пород, отвечающих крайнему мелководью, а также довольно резкое сочетание в разрезе пород активных и тиховодных условий осадконакопления.

*Работа выполнена в рамках программы ОНЗ-И РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.*

#### Литература

1. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
2. Шадрин А. Н. Визейские карбонатные отложения Верхней Печоры // Молодежь и наука на Севере: Материалы 1-ой Всерос. молод. науч. конф. Сыктывкар, 2008. С. 164—165.
3. Шадрин А. Н. Визейские карбонатные отложения нижнего течения р. Б. Шежим (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й науч. конф. Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 198—199.



**Рис. 3.** Типы известняков, встречающиеся в строении обломочных пород михайловского горизонта (обн. 87, р. Илыч): А—Б — оолитовые (А — из вмещающей массы, обр Ил87/92ц1, Б — из обломка, Ил87/92об); В — пелитоморфный с окатанными обломками гравелитовой размерности, обр. Ил87/100, Г — детритовый, перекристаллизованный, обр. Ил 87/103.3.



# ГЕНЕЗИС КАРБОНАТНЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД УСТЬДУРНАЮСКОЙ СВИТЫ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГР. ЧЕРНЫШЕВА

Д. Н. Шеболкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;  
[drk80@mail.ru](mailto:drk80@mail.ru)

Устьдурнаюская свита, согласно современным данным, имеет объем от верхнего теличия до венлока включительно, причем предполагается неполный объем венлокских отложений [6].

Стратотип устьдурнаюской свиты расположен на Приполярном Урале, включающем бассейны рек Кожим и Шугер. При изучении отложений устьдурнаюской свиты на р. Кожим, в районе устья р. Дурнаю в обн. 212 [2] выявлено присутствие многочисленных прослоев известняковых кластолитов, представленных известняковыми алевролитопесчаниками, песчаниками, гравелитопесчаниками, а также строматолитовыми гравелитами [5]. Мощность отложений в стратотипическом разрезе составляет 32.34 м, а содержание обломочных разностей достигает 8.94 м. На противоположном берегу в 3 км ниже по течению р. Кожим расположен еще один разрез свиты в обн. 217 [2]. Мощность отложений составляет 34.37 м, а мощность обломочных разностей, представленных известняковыми алевролитопесчаниками, песчаниками, гравелитопесчаниками, а также строматолитовыми гравелитами, составляет 4.5 м. Устьдурнаюская свита на р. Шугер распространена в районе устья р. Гердюю, в обн. 10Ц [1] и имеет мощность 51.45 м. Карбонатные кластолиты представлены известняковыми алевролитопесчаниками, песчаниками, гравелитопесчаниками, конглогравелитами, строматолитовыми гравелитами, но содержание их незначительно. Обломочные разности в отложениях свиты в разрезе р. Изьяю южной части гр. Чернышева в обн. 479 [3] наблюдаются как правило, в нижней части. Мощность свиты на р. Изьяю составляет 9.42 м, а обломочных разностей — до 1 м. Общая характеристика кластолитов приведена в таблице.

*р. Кожим (обн. 212).* Макроскопически обломочная структура слабо выражена, и породы распознаются в поле как тонкозернистые или мелкозернистые известняки с зернистой структурой. Иногда встречается биокластовый материал, представленный в основном фрагментами остракод, и ходы илоедов, заполненные глинистым материалом. В последнем случае порода имеет пятнистую текстуру. Однако под микроскопом видно, что порода сложена хорошо или плохо окатанными обломками микрозернистых известняков размером от 0.02 до 0.2 мм (редко до 1.5 мм), но преимущественно обломки имеют псаммитовую размерность (0.05—0.1 мм). Оолиты (0.05—0.1 мм в диаметре) являются постоянным компонентом

этих отложений, они как правило, круглой или овальной формы с одной оолитовой оболочкой, сформированной вокруг микрозернистого известняка. Сортировки среди них не наблюдается. Цемент — чистый разнокристаллический кальцит, преимущественно базального типа. По разрезу обломочные известняки чередуются с различными литотипами: микро- и тонкозернистыми, тонкослоистыми, биоморфными, биокластовыми, комковатыми, строматолитовыми известняками и их доломитовыми разностями, и только в самой верхней части разреза с мелкозернистыми кварцевыми алевролитами. Число обломочных разностей увеличивается в верхней части разреза. Мощность: от 0.06 до 1.35 м.

Наличие в нижней части разреза более редких прослоев обломочных разностей позволяет предполагать, что осадконакопление в это время происходило в более спокойных обстановках. Слабая сортировка обломков может указывать на постепенное снижение волновой активности, на уменьшение длительности транспортировки или продолжительности обработки обломочного материала. Наилучшая сортировка обломочного материала отмечается в верхней части разреза венлока. Образование этих пород происходило в синседиментационных обстановках, что подтверждается сонахождением обломочного материала и неразмытых слоев. Из микроскопического описания также видно, что цемент представлен чистым разнокристаллическим кальцитом, что характерно для мелководных обстановок с активной волновой деятельностью, где присутствовавший тонкий материал (микрит) вымывался, и как только компоненты механически фиксируются на месте, в межзерновых пространствах осаждался шпатовый кальцит.

*р. Кожим (обн. 217).* Рассматриваемые обломочные разности во многом сходны с предыдущим разрезом, но имеют почти в 2 раза меньшую мощность. Макроскопически обломочная структура слабо выражена, и породы распознаются как тонкозернистые или мелкозернистые известняки. Также иногда встречается биокластовый материал, представленный в основном фрагментами остракод и ходы илоедов, заполненные глинистым материалом, строматолитовые колонии. Но под микроскопом видно, что порода сложена хорошо или плохо окатанными обломками микрозернистых известняков размером от 0.02 до 0.2 мм, редко до 1 мм, но преимущественно обломки имеют псаммитовую размерность (0.05—0.1 мм). Оолиты (0.05—0.1 мм в диаметре) также присутствуют в этих отложениях, они как правило, круглой или овальной формы с одной оболочкой, сформированной вокруг микрозернистого известняка. Сортировки среди них не наблюдается. Цемент — чистый разнокристаллический кальцит, преимущественно базального типа. По разрезу обломочные известняки чередуются с различными литотипами: микро- и тонкозернистыми, тонкослоистыми, биоморфными, биокластовыми, комковатыми, строматолитовыми известняками и их доломитовыми разностями. Распространение обломочных разностей также имеет тенденцию увеличения в верхней части разреза. Мощность: от 0.1 до 1.0 м.

Образование обломочных разностей этого разреза сходно с предыдущим.

*р. Шугер.* Макроскопически обломочные разности можно выделить только в нижней части разреза, где





они наблюдаются в виде прослоев известняковых гравелитов (5—6 см) среди микрозернистых известняков. Выше по разрезу обломочные карбонаты распознаются как мелкозернистые и линзовидно-полосчатые известняки, и определены как обломочные только при микроскопическом изучении. Они образуют линзочки среди микрозернистых, биокластовых и глинисто-доломитовых плитчатых известняков. Иногда в них встречается биокластовый материал, представленный в основном фрагментами мелких остракод, и мелкие ходы илоедов, заполненные глинистым материалом. Выявлено, что обломочный материал как в известняковых гравелитах, так и в алевролито-песчаниках сложен хорошо, так и плохо окатанными обломками извест-

няков микрозернистых, биокластовых, слоистых с алевроитовой кварцевой примесью. Обломки преимущественно имеют псаммитовую размерность (0.05—0.1 мм), однако иногда достигают 1.6 см. Как правило крупная галька характеризуется уплощенной формой, иногда включают более мелкие обломки псаммитовой размерности и биокластовый материал. Редко наблюдаются оолиты (0.05—0.1 мм в диаметре) аналогичные образованиям в разрезе р. Кожим. Сортировки кластов не наблюдается. Цемент базально-порового типа представлен разнокристаллическим кальцитом, цвет которого меняется от светлого до серого в зависимости от насыщенности его пелитоморфным материалом. Мощность: до 0.6 м.

Таблица

Характеристика обломочных пород устьдурнаюской свиты

Обнажения	Кожим, 212	Кожим, 217	Щугер	Изью
I. ЦЕМЕНТ	Разнокристаллический кальцит базально-порового типа, неравномерно светлый из-за примеси пелитового материала	Разнокристаллический кальцит базально-порового типа, неравномерно светлый из-за примеси пелитового материала	а) Разнокристаллический кальцит с примесью пелитового материала б) Чистый крупнокристаллический кальцит спаритового типа	а) Разнокристаллический кальцит базально-порового типа с примесью пелитового материала б) Чистый мелкокристаллический кальцит спаритового типа
II. ЛИТОТИПЫ	а) Известняковые алевролито-песчаники б) Известняковые песчаники. в) Известняковые гравелито-песчаники г) Строматолитовый известняк	а) Известняковые алевролито-песчаники б) Известняковые песчаники. в) Известняковые гравелито-песчаники г) Строматолитовый известняк. д) Органогенный известняк	а) Известняковые алевролито-песчаники б) Известняковые песчаники. в) Известняковые гравелито-песчаники г) Строматолитовый известняк д) Известняковый конглогравелит	а) Известняковые алевролито-песчаники. б) Известняковые песчаники в) Известняковые гравелито-песчаники
III. МОЩНОСТЬ	От 0.6 см до 40 см	От 0.1 см до 1.0 м	От 1 до 5 см	От 0.5 см до 20 см
IV. ОБЛОМОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ				
Размер	От 0.02 до 0.2 мм Редко до 1.5 мм	От 0.02 до 0.2 мм Редко до 1.0 мм	От 0.01 до 0.5 мм Редко 1-1.6 см	От 0.01 до 0.5 мм
Состав обломков	а) Микрозернистые известняки. б) Микрозернистые известняки с биокластовым материалом и оолитами в) Строматолитовые известняки	а) Микрозернистые известняки. б) Микрозернистые известняки с биокластовым материалом и оолитами в) Строматолитовые известняки	а) Микрозернистые известняки б) Микрозернистые известняки, с биокластовым материалом в) Известняк пеллоидно-биокластовый г) Пелитоморфный известняк д) Пелитоморфный известняк с фрагментами остракод	а) Микрозернистые известняки б) Микрозернистые известняки с биокластовым материалом и оолитами в) Пелитоморфный известняк с фрагментами остракод
Окатанность	Окатанные, полуюкатанные, угловатые	Окатанные, полуюкатанные, угловатые	Окатанные, полуюкатанные, угловатые	Окатанные, полуюкатанные, угловатые
Форма	Вытянутой, круглой и овальной форм	Вытянутой, круглой и овальной форм	Вытянутой, круглой, овальной, уплощенной форм	Вытянутой, круглой и овальной форм
Ориентировка	Ориентированы по наслонию Не ориентированы	Ориентированы по наслонию Не ориентированы	Преобладают ориентированные Реже неориентированные	Не ориентированы Реже ориентированы
Аллохтонные	Не установлены	Не установлены	Разнообразный состав обломков, окатанности и форм - поступление материала из разных источников.	Не установлены
Автохтонные	Сонахождение обломков, сходных с вмещающими отложениями - образование синседиментационное	Сонахождение обломков, сходных с вмещающими отложениями - образование синседиментационное	Не установлены	Сонахождение обломков, сходных с вмещающими отложениями - образование синседиментационное
V. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ				
Класс	механогенный	механогенный	механогенный	механогенный
Род	тиховодные	тиховодные		тиховодные
Тип	лагунные, западно-шельфовые	лагунные, западно-шельфовые		лагунные, западно-шельфовые
Род	потоково-водные	потоково-водные	потоково-водные	потоково-водные
Тип	приливные	приливные	стоковые течения, донные шельфовые течения, турбидиты	приливные

Таким образом, как показали исследования, в разрезе р. Шугер количество прослоев обломочных карбонатов существенно меньше, чем в разрезе р. Кожим. Возможно, это и является основной причиной существенного различия мощностей в этих районах. Кроме того, состав отложений разреза свидетельствует об очень неустойчивых условиях осадконакопления.

*р. Изъяю.* Макроскопически обломочные породы представлены известняками серыми, микрозернистыми, массивно-плитчатыми, с обломками более темного цвета и разной формы, как ориентированные по наслоению, так и нет. При микроскопическом изучении выявлено, что обломочный материал в основном неокатанный (песчаники, гравелито-песчаники, редкие конглобрекции) представлен: серыми темно-серыми известняками микрозернистыми, известняками с биокластовым материалом, известняками тонкозернистыми с угловатыми мелкими обломками, известняковым алевритом. Более крупные обломки иногда включают фрагменты биокластового материала и мелкие обломки. Вторичные минералы представлены примесью кварца, пиритом, гидрокислами железа. Цемент — чистый разнокристаллический кальцит, преимущественно базального типа. В этом разрезе обломочные известняки чередуются с различными литотипами: микро- и тонкозернистыми, тонкослоистыми, биоморфными, биокластовыми, комковатыми, строматолитовыми известняками и их доломитовыми разностями. Мощность: от 0.02 до 0.5 м.

Образование кластолитов в южной части гр. Чернышева происходило в основном в пределах литорально-мелководно-морских обстановках с периодическим выведением в зону супралитораля (что указывает на крайнее мелководье с нестабильным тектоническим режимом бассейна).

Изучение механизма или способа образования этих кластолитов позволило выделить ряд генетических типов [4]. Характеристика самих псефитолитов и их генетических типов приведена в таблице.

*Работа выполнена в рамках программы ОНЗ-1 РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.*

#### Литература

1. Абушик А. Ф. Остракоды стратотипа гердьюского надгоризонта (силур, лудлов) севера Урала // Атлас эталонных комплексов палеозойской бентосной фауны северо-востока Европейской России. Остракоды, брахиоподы, ругозы. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ 1997. С. 5—34.
2. Першина А. И. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Изд-во «Наука», 1971.
3. Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. Л., 1975. 130 с.
4. Фролов В. Т. Литология. Книга 3: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995.
5. Шеболкин Д. Н. Характеристика обломочных карбонатов в венлокских отложениях Приполярного Урала // Проблемы геологии и освоения недр: Труды 7 Международного научного симпозиума имени академика М. А. Усова. Томск, 2003. С. 137—139.
6. Mannik P., Martma T. The Ilandovergy — wenlock boundary in Subpolar Urals // Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Issue, Special Publication, 6. Syktyvkar, 2000. P. 64—67.

## ЦЕФАЛОПОДЫ КАЗАНСКОГО РИФОВОГО КОМПЛЕКСА ВОЛГО- УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

О. П. Шиловский<sup>1,2</sup>, И. С. Барсков<sup>3,4</sup>, Т. Б. Леонова<sup>4</sup>

<sup>1</sup>КГУ, Казань; nau@hotmail.ru

<sup>2</sup>МЕИТ, Казань

<sup>3</sup>МГУ, Москва; barskov@hotmail.com

<sup>4</sup>ПИН РАН, Москва; tleon@paleo.ru

Серьезный прогресс в определении границы между нижней и средней пермью в Приуралье был достигнут в последние несколько лет, после того, как в отложениях казанского рифового комплекса этой области совместно с наутилоидеями были найдены роудские аммоидеи [4, 5, 6, 10]. Впервые на территории Волго-Уральского региона была собрана и определена представительная коллекция этих стратиграфически важных морских ископаемых, имеющих широкое географическое распространение и позволяющих провести обоснованную корреляцию с одновозрастными отложениями других областей. Кроме аммоидей, в казанских отложениях были найдены и изучены конодонты, которые подтвердили сопоставление казанского яруса Восточно-Европейской шкалы с роудским ярусом Международной шкалы.

К настоящему времени на территории Волго-Уральской области известно около 15 местонахождений цефалопод двух типов, расположенных в разных структурно-фациальных зонах [2, 3, 8, 9].

Местонахождения **первого типа** (Байтуган, Камышла, Шугурово, Каркали, Камское устье, Красновиново, Печищи) находятся в южной части и приурочены к разрезам стратотипических горизонтов казанского яруса (камышлинского и верхнеуслонского, пачка подлужник). В этих местонахождениях остатки цефалопод встречаются редко, рассеяны по всему слою и представлены только наутилидами, аммоидеи отсюда не известны (рис. 1). Вмещающие породы биоспариты — хорошо отмытые осадки, в которых биоморфы: оолиты, пеллеты, обломки ископаемых сцементированы кристаллическим вторичным карбонатом (спаритом) и в которых отсутствует обломочный материал глинистой и/или алевритовой размерности.

Местонахождения **второго типа**, откуда происходит основная часть сборов, связаны с отложениями мшанково-криноидного рифового комплекса, развитого севернее, в пределах Вятского вала. Основные выходы располагаются в бассейне р. Немды [5]. Массивные рифовые тела высотой 10—25 м и протяженностью 200—250 м, сложены пелитоморфными окремненными и доломитизированными известняками, между которыми распространены слоистые отложения.

Размеры и взаимное положение рифовых построек позволяют рассматривать их как пач-риф, располагавшиеся на обширном плато с преимущественно карбонатным осадконакоплением. Массовые захоронения це-



фалопод приурочены к завершающей стадии формирования рифовых построек и представляют собой линзовидные скопления, часто — цефалоподовый ракушняк (рис. 2). Вмещающая порода — биомикриты: вакстоуны и пакстоуны, в которых биокласты разного размера, иногда с реликтами баффлстоунов, сцементированы несортированным обломочным глинистым и алевроитовым материалом. Этот тип пород свидетельствует о том, что они формировались в результате кратковременной, возможно штормовой, седиментации. О быстром захоронении свидетельствует так же и сохранность раковин цефалопод: породой заполнена обычно только жилая камера, тогда как фрагмоконт остается пустым. Раковины наutilus в большинстве своем целые, тогда как остатки аммоноидей часто фрагментарны, что свидетельствует об их более длительном переносе.

Основание средней перми на Восточно-Европейской платформе в настоящее время сопоставляется с основанием казанского яруса. Наибольшее значение для определения возраста и геологической корреляции имеют находки аммоноидей. Наутилиды в меньшей степени пригодны для этих целей, поскольку представлены родами широкого стратиграфического распространения и эндемиками.

Впервые казанские аммоноидеи были найдены в 2000 г. на юге Кировской области. Коллекция аммоноидей из этого местонахождения насчитывает более 150 экземпляров. Основную ее часть (около 80 %) составляют представители рода *Sverdrupites* (*S. harkeri* (Ruzhencev, 1961), *S. amundseni* Nassichuk, 1970 и *S. sp.*), достаточно представлен (около 15 %) материал по роду *Biarmiceras* (*B. esaulovae* Leonova et al., 2005, *B. kremeshkense* Leonova et al., 2005 и *B. barskovi* Leonova et al., 2005), медликоттиды составляют около 5 % (*Medlicottia postorbignyana* Bogoslovskaya, 1997). Кроме этого найдена одна ювенильная форма, предположительно относимая к роду *Neouddenites*. Все, известные до настоящего времени, представители этого рода были собраны из самой верхней части нижнепермских отложений: из джигдалинской, тумаринской и нижней части орольской свит Северо-Востока России, кунгурского яруса Монголии [1] и с территории Юкон (Unnamed Lower Permian formation) [13]. Кроме этого, здесь найдена плохо сохранившаяся раковина псевдогастриоцератида. Состав аммоноидного комплекса определенно указывает на принадлежность его роудскому ярусу. В 2007—2008 гг. была собрана представительная коллекция казанских (роудских) цефалопод с территории Марий-Эл (национальный парк Марий Чодра). Среди многочисленных наутилид найдено несколько экземпляров аммоноидей, принадлежащих к родам *Sverdrupites*, *Medlicottia* и *Anuities*. Представители двух первых родов очень близки к видам, найденным в Кировской области. Особый интерес представляет находка последнего рода, до сих пор считавшегося редким верхоянским эндемиком [10].

Отличительной чертой Волго-Уральского комплекса является почти полное отсутствие псевдогастриоцератид. В то же время в немногочисленном новоземельском комплексе это семейство представлено двумя родами *Daubichites* и *Altudoceras*, но при этом отсутствуют *Biarmiceras* и медликоттиды. В Арктической Канаде

найлены представители всех родов, а в Верхоянье нет медликоттид. По-видимому, эти отличия связаны не только с неполнотой сборов, но и с разной экологией бассейнов. Почти все присутствующие в рассматриваемом комплексе роды аммоноидей (кроме *Medlicottia*) являются типичными представителями высокоширотной Биармийской провинции и не встречаются за ее пределами. Между различными частями провинции происходил достаточно интенсивный обмен. Роды *Sverdrupites* и *Biarmiceras* возникли в восточных районах Верхоянья, а затем мигрировали в западном направлении, достигнув бассейнов Волго-Уральского региона и Арктической Канады. Виды рода *Sverdrupites* известны во всех северных районах распространения роудских аммоноидей и являются надежными маркерами начала средней перми в Биармийской области (рис. 3). Разнообразие морфологии аммоноидей и наутилид в изученном сообществе рифового склона свидетельствует о том, что они вели различный образ жизни и принадлежали к разным жизненным формам [12].

Почти всех аммоноидей мы относим к нектобен-тосной жизненной форме. Наиболее многочисленные и

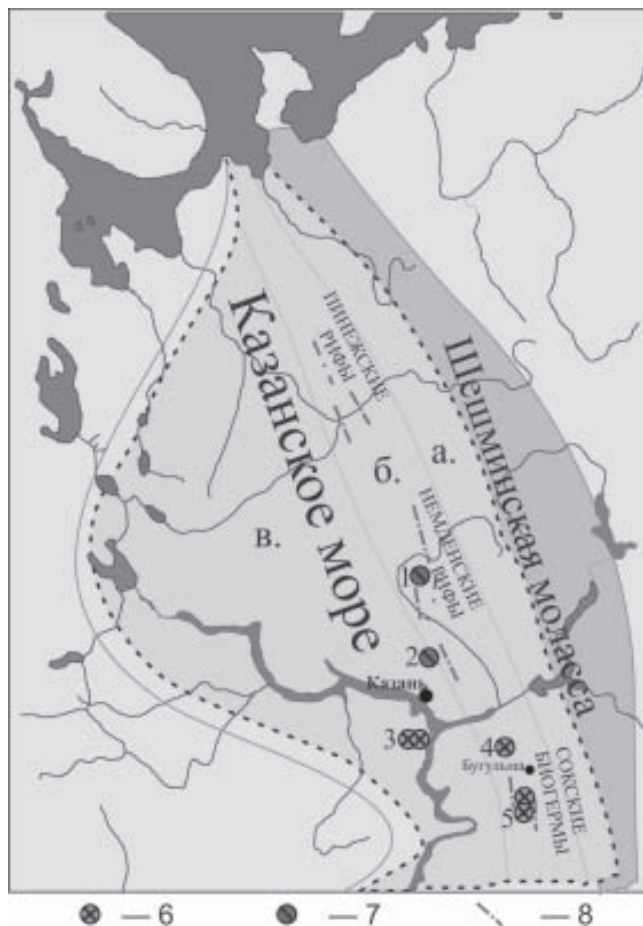


Рис. 1. Схема распространения на востоке Русской платформы рифовых образований казанского яруса и фауны цефалопод.

1 — карьеры и обнажения около г. Советска и по р. Немде, Кировская обл.; 2 — Устье р. Юшут, парк Марий Чодра, Марий Эл; 3 — с. Красновидово и с. Камское Устье, р. Волга, Татарстан; 4 — карьер пильного камня у с. Каркали, Татарстан; 5 — д. Камышла и д. Байтуган, р. Сок, Самарская обл.; а — зона распространения опресненных лагун и мелководий; б — зона максимальной биопродуктивности; в — зона эвапоритизации; 6 — местонахождения цефалопод первого типа; 7 — местонахождения цефалопод второго типа; 8 — известные рифовые постройки



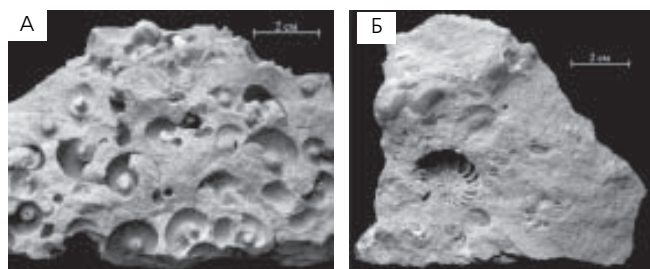


Рис. 2. Цефалоподовый ракушняк из местонахождений у устья р. Юшут, Марий Эл (А) и карьера Кремешки, Кировская область (Б)

наиболее широко распространенные виды рода *Sverdrupites*, с раковиной с быстро возраставшими изометричными оборотами и достаточно объемной жилой камерой, могли достаточно активно перемещаться на значительные расстояния. Представители родов *Medlicottia* и *Biarmiceras*, обладающие узкодисковидной раковиной и сложно гофрированной перегородкой, были более приспособлены к быстрому маневрированию и имели большие возможности к вертикальным перемещениям, но вряд ли могли мигрировать на длинные дистанции. Единственный представитель планктонной жизненной формы род *Anuites* обладал совершенно эволютивной раковиной небольшого размера, что определяло его пассивный образ жизни.

Конструктивные особенности раковин большинства встреченных родов наутилид близки к таковым совре-



Рис. 3. Карта распространения рода *Sverdrupites*

менного наутилуса, и были, вероятно, как и последний, обитателями рифовых склонов. Некоторые различия в скорости расширения оборотов и в эволютивности могут говорить об определенных различиях в приуроченности к разным батиметрическим уровням. Специфические выросты в устьевой части раковины у видов *Permonautilus* и *Defluoceras* свидетельствуют об их обитании в межрифовых впадинах с постоянным достаточно сильным движением водной массы.

#### Литература

1. Богословская М. Ф., Журавлева Ф. А., Шиманский В. Н. Головоногие моллюски палеозоя Монгольской Народной Республики // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1990. Т. 65. Вып. 6. С. 72–77.
2. Головкинкий Н. А. О пермской формации в Центральной части Камско-Волжского бассейна // Материалы по геологии России, 1868. Т. 1, 11. 146 с.
3. Круглов М. В. Верхнепермские наутилиды бассейнов рек Пинеги и Кулоя // Тр. Геол. Ин-та АН СССР, 1933. Т. 3. С. 185–208.
4. Леонова Т. Б. Роудские аммоноидеи в северных районах земного шара // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М., 2006. С. 540–551
5. Леонова Т. Б., Есаулова Н. К., Шиловский О. П. Первая находка казанских аммоноидей в Волго-Уральском регионе // Докл АН, 2002. Т. 283. № 4. С. 509–511.
6. Леонова Т. Б., Кутыгин Р. В., Шиловский О. П. Новые данные о составе и развитии пермского надсемейства аммоноидей Rorapocerotacea Nyatt, 1900 // Палеонтол. журнал, 2005. № 5. С. 20–29.
7. Солодухо М. Г. Казанские отложения бассейна р. Немда // Уч. Записки Казан. ун-та, 1954. Геология. Т. 114. кн. 3. С. 127–143.
8. Шиловский О. П. Неаммоноидные цефалоподы из казанского яруса Волго-Уральского региона // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. М.: ПИН, 2006. С. 37–40.
9. Шиловский О. П., Барсков И. С. Наутилиды среднепермского рифового комплекса Волго-Уральской области. Особенности сохранения, таксономического состава и экологии // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. 2009. М. ПИН. С. 92–95.
10. Шиловский О. П., Леонова Т. Б. Первая находка среднепермских аммоноидей с территории Марий-Эл // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. М.: ПИН, 2009. С. 96–98.
11. Шиманский В. Н. О скульптурированных формах в надсемействе Liroceratacea // Палеонтол. журнал, 1962. № 1. С. 74–78.
12. Barskov I. S., Boiko M. S., Konovalova V. A., Leonova T. B., Nikolaeva S. V. Cephalopods in the Marine Ecosystems of the Paleozoic. Paleontological Journal Supplement, 2008, no. 5. P. 1168–1284.
13. Nassichuk W. W., Furnish W. M., Glenister B. F. The Permian ammonoids of Arctic Canada // Bull. Geol. Surv. Canada, 1965. № 131. P. 1–56.



# СИЛУРИЙСКО-ДЕВОНСКИЕ РИФОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЙ-ХОЯ И О. ВАЙГАЧ

М. А. Шишкин

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; [y164@mail.ru](mailto:y164@mail.ru)

Пай-Хой и о-ва Вайгач в структурном отношении являются продолжением Западно-Уральской мегазоны и в палеозое являлись частью пассивной окраины Восточно-Европейского континента. (ВЕК) [1]. Поэтому здесь прослеживаются аналогичные комплексы мелководных шельфовых и батинальных склоновых осадков относимых к Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской СФЗ соответственно. Общие закономерности осадконакопления и строение зоны сочленения шельфовых и батинальных осадков, аналогичны Западному склону Полярного Урала [2].

По крайней мере, начиная с лудлова, в пределах Бельско-Елецкой СФЗ на юго-западном Пай-Хое и о-ве Вайгач отчетливо проявляется фациальная дифференциация между циклическими шельфовыми разрезами внутреннего шельфа (Михайловско-Вайгачская подзона) и рифовыми образованиями внешнего края шельфа (Иргизлинско-Карская подзона). Вдоль внешнего края с лудлова по средний девон установлено формирование рифовых комплексов барьерного типа.

В современной структуре на дневной поверхности они наблюдаются в двух изолированных районах Югорско-Вайгачском и Карско-Нерусовейском (см. рисунок). В первом картируется последовательность из талейяхинской и рифовой толщ, во втором — нярминская и нерусовейская толщи.

*Талейяхинская толща* ( $S_2t1$ ), выделена при составлении легенды Южно-Карской серии листов [3]. Название дано по р. Талейяха на о-ве Вайгач, где описан типичный рифогенный разрез лудлова [4]. Распространена на Югорском полуострове, по побережью Карского моря в районе мыса Сухой нос, мыса Белый, и далее к северу в районе губы Дровяной. Сложена однообразной толщей массивных известняков, инкрустационных известняков и вторичных доломитов по органогенно-обломочным и водорослевым каркасным известнякам. Залегает на талатакарской толще венлока, которая по фациальным признакам относится к внутренней зоне шельфа. В талейяхинской толще определены преимущественно лудловские формы: *Atrypinella insigne* Nik., *Delthyris* cf. *elevatus talataensis* Nik., *Favosites pseudoforbesei muratsiensis* Soc., *Angopora riphaea* Yanet., *Conchidium novosemelicum* Nal. и др. [4]. Подтвержденных рифогенных отложений пржидольского возраста на дневной поверхности в районе не установлено. В ряде случаев (губа Мара-Пага, мыс. Белый), где пржидольские отложения выделяются условно по положению в разрезе, они представлены слоистыми темно-серыми детритовыми известняками с прослоями черных глинистых сланцев, мергелей и оползневых брекчий. По-ви-

димому, это фации предрифового склона, так как они не похожи на отложения гребенской свиты и не содержат характерного для нее комплекса фауны. Мощность талейяхинской толщи 500—600 м.

*Рифовая толща* ( $D_1rf$ ). Название предложено А. С. Микляевым [5] по преобладающему составу рифовых биокластических и биогермных девонских отложений на востоке о-ва Вайгач и на северо-западном побережье Югорского полуострова. Опорный разрез в районе мыса Сухой Нос (о-в Вайгач, побережье пролива Югорский Шар). Литологическая и биостратиграфическая характеристика рифовых фаций нижнего девона подробно изложена в материалах исследований В. П. Шуйского [6], М. Б. Птицына [4].

По определениям пражских (*Coenites* cf. *puberulus* Yanet., *Favosites* cf. *karpinskyi* Yanet., *Karpinskya conjugula* Tsch., *Lirielasma* cf. *petshokense* (Soshk.) и эмских органических остатков (*Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Herrmannina* ex gr. *jonebi* (Hall.), *Karpinskia fedorovi* Tsch., *Neokarpinskia fedorovi ivdelensis* (Khod.), *Carinata comata* Barr. возраст рифовой толщи уверенно интерпретируется в диапазоне пражского века и раннего — среднего эмса (до основания койвенского горизоннта). Отложения лохковского возраста в разрезе фаунистически не подтверждены. В то же время на о-ве Вайгач в среднем течении р. Талейяха и губе Дровяной рифовая толща наращивает разрез рифогенных отложений талейяхинской толщи. Верхняя граница толщи принята по смене массивных рифовых известняков слоистыми разностями суоносовской толщи позднего эмсаживета. Мощность рифовой толщи — 600—1000 м.

*Нярминская толща* ( $S_2-D_1nm$ ). Название предложено М. А. Шишкиным [7]. Сложена однообразными серыми полосчатыми мраморизованными рифогенными известняками с подчиненным количеством доломитов. Опорные разрезы находятся по рекам Нярма и Мал. Лядгей.

Верхнесилурийская часть толщи развита на обширном пространстве водораздельной части в верховьях рр. Юньяги, Мал. Лядгея и р. Лядгейяхи и в береговых обрывах последних, отличаются развитием массивных мраморизованных и доломитизированных рифогенных известняков, доломитов с инкрустациями, с линзами пятнисто-окрашенных розоватых и кремневых водорослевых и органогенно-обломочных известняков. Из фаунистических остатков определены брахиоподы позднего силура: *Atrypella phoca* (Salt.), *A. scheli* (Holt.), *A. columbella* (Barr.), *Gupidula* aff. *galeata* (Dalm.), *Collarothyris canaliculata* (Wen.), *Proteticularia pentameriformis* Tschern., ругозы *Triplasma crassiseptata* Shur., *Microplasma* ex gr. *gotlandica* Dub. [8]. Мощность силурийской части разреза более 800 м.

Полные разрезы лохкова, пражского яруса нижнего девона находятся на руч. Сизым-Юнкошор и р. Лядгейяха. Во всех разрезах вскрыты литологически однообразные рифогенные и слоистые мраморизованные известняки, слоистые и массивные доломиты, часто с инкрустационными текстурами, характеризующими наличие мелких органогенных построек. Здесь определены *Karpinskia conjugula* Tschern., *Losvia operosa* (Khod.), *Carinata comata* (Barr.), *Gupidula* cf. *saumaensis* Khod., *Cyclocyclicus proximus* Dubat., конодонты

*Spathognathodus ex gr. steinhornensis* Phill., *Panderodus cf. unicastatus* (Brans. et Mehl) [8]. Мощность нижнедевонской части разреза около 500 м.

**Нерусовейская толща** ( $D_{1-2}$ nr). Название по р. Нерусовей-Яха предложено А. С. Микляевым в Легенде Вайгачско-Пайхойской серии листов [5]. В дальнейшем объем толщи уточнен в Легенде Южно-Карской серии листов [3] и составлении ГК-1000/3 листа R-41 (Амдерма) [1]. Типовые разрезы толщи обнажаются в каньонах рек Кара (выше водопада Буредан) и Нерусовей-Яхе, где она сложена преимущественно массивными светло-серыми, с пятнами темно-серых, интенсивно мраморизованными рифогенными известняками. Реже, в основном ближе к основанию наблюдаются слоистые разности. На отдельных участках хорошо сохранились реликты каркасных структур (инкрустации, текстуры водорослевых фистулелловых и обломочных известняков). Местами наблюдаются элементы палеокарстовых полостей в виде пятен и горизонтов розовых и кремовых известняков и известняковых брекчий, развитых в каньонах р. Кара и ее правого притока р. Нерусовей-Яха. На руч. Выяшор в районе так называемого «Выяшорского клиппа» наблюдается налегание с постепенным переходом грубослоистых обломочно-детритовых известняков нерусовейской толщи на петельчатые известняки ливановской свиты. Таким образом, здесь, как

и в Лемвинской зоне [2], край мелкого шельфа проградировал в сторону бассейна на первые десятки километров, последовательно перекрывая батиальные осадки. Нижний возрастной предел нерусовейской толщи, таким образом, не древнее пражского века. В устье руч. Даркашор из нижней части толщи, сложенной здесь серыми слоистыми известняками, установлены конодонты (определения А. В. Журавлева): *Polygnathus ex gr. mashkovae* Bardashev, *P. cf. mashkovae* Bardashev, *P. sp.*, *Panderodus unicastatus* (Branson et Mehl), свидетельствующие об эмском возрасте пород (зона gronbergi) [1]. Из более верхней части разреза в районе устья руч. Выяшор определен *Pelekysgnathus cf. shishkatensis* Bardashev, характерный для интервала конодонтовых зон *partitus* — *costatus* (в. эмс — н. эйфель) [1]. В верхней части — определены криноидеи живецкого возраста *Cupressocrinites cf. inflatus* Goldf., *Tessorocrinus gratus* (I. Dubat.), *Tetraptocrinus* sp. и др [4].

Приведенные материалы позволяют уточнить возраст нерусовейской толщи в объеме эмса-эйфеля-живета. Перекрывающие отложения в районе неизвестны. Мощность толщи — 400—600 м и вероятно более.

Приведенные выше краткие сведения о картографируемых в настоящее время на геологических картах рифогенных отложениях Иригизлинско-Карской подзоны Пай-Хоя и о-ва Вайгач свидетельствуют об их не-



Схема структурно-формационного районирования силурийско-девонских отложений Пай-Хоя и о. Вайгач





достаточной изученности, как литологической так и палеонтологической, недостаточном количестве данных о распределении фаций в рифогенных комплексах. Фактически они еще ждут своих исследователей.

#### Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Южно-Карская серия — Лист R-41 (Амдерма) / М. А. Шишкин, С. И. Шкарубо и др., Ред. Б. Г. Лопатин. МАГЭ, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, 2009. В издании.
2. Шишкин М. А. Геология зоны сочленения елецких и лемвинских фаций на Западном склоне Полярного Урала // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Сыктывкар, 2003.
3. Легенда Южно-Карской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / Лопатин Б. Г., Шишкин М. А. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, 2008.
4. Птицын М. Б., Терешко В. В., Микляев А. С. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:50000 на территории листов R-40—58; 59; 69; 70; 71—А, Б, В, Г (а, в); 72—А; 82—А, Б; 83—А, Б; 84—А (в, г), Б (в), В, Г (западная часть острова Вайгач). Воркута: 1983.
5. Микляев А. С., Пухонто С. К., Афанасьева Т. А. Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов (издание второе), 1999. 78 с.
6. Шуйский В. П. Пограничные слои силура и девона в районе мыса Белый Нос на Пай-Хое // Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урала и Казахстана. Свердловск: Изд-во УНЦ, 1975.
7. Шишкин М. А., Криночкин В. Г. и др. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (Издание второе). Воркута, 1998.
8. Золотарев С. А., Шорохов Б. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья среднего течения р. Кары на западном склоне Полярного Урала. (Отчет по работам Усть-Лядгейской ГСП и Карской ГПП за 1974—1976 гг). Листы R—41—132—А, Б, В, Г; 144—А. 1976. 934 с.

## ПЕЛОИДЫ — ИНДИКАТОРЫ РЕГРЕССИИ В СРЕДНЕОВИНПАРМСКОЕ ВРЕМЯ (ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ РЕГИОН)

З. П. Юрьева

ООО «ПечорНИПИнефть», Архангельск

Нижедевонские овинпармские карбонатные отложения имеют широкое развитие в восточной, юго-восточной частях Тимано-Печорского региона. Они формировались в условиях открытого шельфа морского бассейна. Разрез горизонта представляют многочисленные циклы. Циклы наилучшим образом развиты в северо-восточной части Тимано-Печорского региона, в области дифференцированного прогибания Печорской плиты. Цикличность отражает смену условий седиментации, связанную с трансгрессивно-регрессивными изменениями фаций. Осадконакопление происходило в период регрессии моря. Отложения горизонта, составляющие его циклы имеют черты обмеления вверх по разрезу.

Овинпармские отложения слоистые, характеризуются горизонтальным залеганием и относительно выдержаны по составу. Реперные пласты, пачки уверенно прослеживаются на десятки километров. Структура карбонатных пород характеризуется закономерным сочетанием структурных компонентов (кристаллический кальцит, раковинный детрит, пелоиды).

В северной части Варандей-Адзьвинской структурной зоны в разрезах овинпармского горизонта мощные слои пачки II слагают известняки органогенно-детритовые и микрозернистые (см. рисунок). Известняки серые неравномерно доломитизированные, со следами жизнедеятельности илоедов. Известняки в обилии содержат перекристаллизованные гастроподы, брахиоподы, остракоды, иглокожие и трилобиты. Пласты разделяют слои, аргиллитов серых, серо-зеленых, неравномерно известковистых, доломитизированных с алевритовой примесью.

В кровельной части верхних карбонатных пластов А и Б залегают органогенные пелоидные образования неравномерно доломитизированные, которые по своей текстуре отличаются от вмещающих пород. Порода на 70—80 % сложена форменными элементами овальной и округлой формы. Размер комочков составляет 0.05—15 мм. Иногда известняк содержит ооиды, в центре которых находятся пелоиды. Цемент кальцитовый. Мелкими комками выполнены ходы илоедов. Терригенная примесь (до 5 %) мелкоалевритовой размерности представлена угловатыми зернами кварца, концентрируется в форменных элементах. Матрица первичных известняков представлена сгустково-комковатым материалом, часто перекристаллизованным.

В зоне развития конседиментационно уменьшенных овинпармских отложений, сформированных в более мелководных условиях морского шельфа, пелоидные пласты залегают, в основном, в кровле пачки II. Пело-

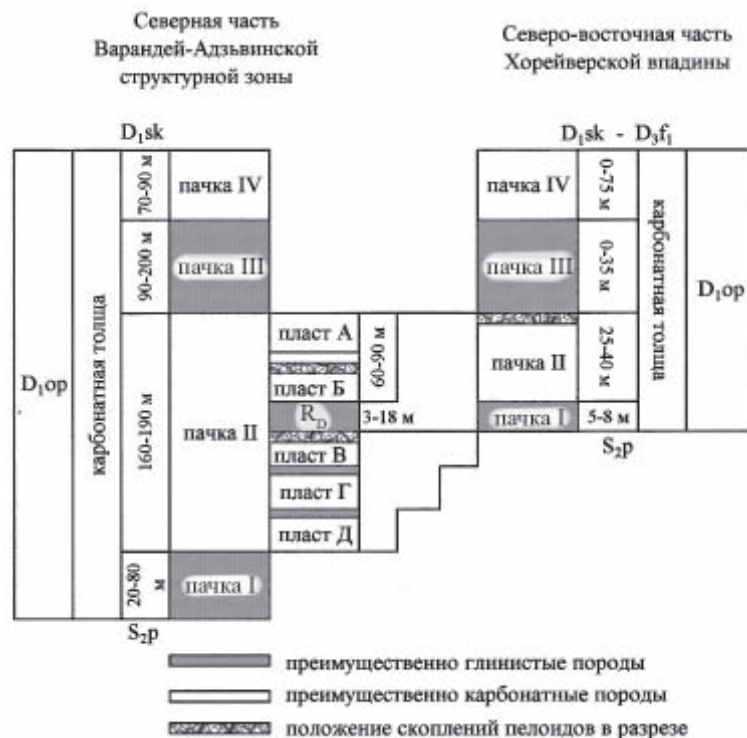


Схема сопоставления разрезов овинпармского горизонта

иды сложены доломитом тонко-мелкозернистым, иногда выполнены доломитом и кальцитом. Цементом микробиальных биокластов также служат тонко- и мелкозернистые доломит и кальцит. Доломитизация цемента и пелоидов проявляется в этих отложениях наиболее интенсивно. Терригенный алевритовый материал присутствует в незначительном количестве. Характеристике мелководных условий дополняют ходы илоедов. Поры выщелачивания, обычно, повторяют форму сфер (полное выщелачивание либо щелевидные). Толщина пелоидных скоплений различна. В керне ряда скважин северо-восточной части современной Хорейверской впадины, она достигает 0.6—3.2 м (скважины Варкнавтской, Оленьей и др. площадей). Петрографическое описание керна пород выполняли Л. П. Черкес, Л. В. Гернет, Н. В. Несмеянова.

Выявление диагностических признаков отложений, отслеживание седиментационной цикличности, обусловленной эвстатическими колебаниями уровня моря, позволяет сопоставлять удалённые друг от друга разрезы овинпармского горизонта, модели которых по-разному представляются исследователями.

Пелоидные скопления являются свидетельством трансгрессивно-регрессивного характера условий осадконакопления, свидетельством изохронных поверхностей при формировании карбонатных и глинисто-карбонатных отложений [4, 6]. Видимо, положение пелоидных пластов в разрезах глубкозалегающих овинпармских отложений может быть дополнительным коррелятивным уровнем при сопоставлении одновозрастных отложений, которые обнажаются в районе Приполярного Урала, в долине р. Кожим. В разрезе 236 овинпармские отложения представлены переслаиванием известняков, аргиллитов, доломитов [3]. По характеру распределения пород в разрезе выделены пять пачек, от-

вечающие циклам осадконакопления. Наблюдаются вторичные изменения известняков, связанные с процессами доломитизации. Наиболее сильно она выражена в массивных известняках верхней части третьей пачки. На поверхности некоторых пластов видны ходы илоедов. По мнению исследователей (А. И. Першина, В. Вл. Меннер, А. И. Антошкина), интенсивная доломитизация связана с кратковременным стратиграфическим перерывом [1].

Петрофизические свойства карбонатных пород являются отображением условий мелководно-морского осадконакопления и вторичных процессов, проявившихся в постседиментационное время. Карбонатные пласты и пачки, в кровле которых установлены пласты пелоидов, характеризуются повышенными физико-емкостными свойствами. Они формировались на завершающей стадии трансгрессивно-регрессивного ритма. На ряде месторождений пласты вторичных доломитов являются основными коллекторами нефти.

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. С. 71—77.
2. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология (пер. с польск.). М.: Недра, 1980. С. 39—70.
3. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала (путеводитель полевого семинара). Сыктывкар: Ин-т геологии КФ АН СССР, 1983. С. 26—27.
4. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы (пер. с англ.). М.: Недра, 1981. С. 111—118.
5. Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов. М.: НИА-Природа, 2000. С. 19—46.
6. Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории (пер. с англ.). М.: Недра, 1980. С. 294—306.



## КАРСТОВЫЕ БРЕКЧИИ НИЖНЕГО ДЕВОНА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ РЕГИОН)

З. П. Юрьева, Е. Е. Лебединцева

ООО «ПечорНИПИнефть», Архангельск

Ископаемый карст не является редким явлением в разрезах нижнедевонских отложений. В естественных обнажениях в Печорском регионе геологи отмечали обломочные образования на различных уровнях нижнего девона, в различных фациальных формированиях.

В верхней части нижнеохокских отложений, вскрытых рекой Б. Уса (Печорский Урал, обн. 3, мощность 30 м), залегают биокластовые известняки и известняковые несортированные конглобрекции (обломки размером от 1.5 до 40 см). Состав и степень окатанности обломков разнообразны. В основании нижнеэмской части рифа (Печорский Урал, район устья р. Саги) залегают массивные известняковые брекчии, гравелито-песчаники, амфиоровые конгломераты и биокластовые известняки (Першина, Цыганко, 1988). Присутствие на границе прагиена и эмса пачки (4.5 м) амфиоровых конгломератов фиксирует резкое обмеление и перерыв в рифообразовании в это время [1].

Существование карста определяется литологическими и тектоническими условиями. Карстовые брекчии приурочены к литологическим типам в основном известняковому, доломитовому, гипсово-ангидритовому [2]. Большинство карстовых пещер образуется при ведущей роли выщелачивания, часто при совместном действии растворения и размыва горной породы. Проявление карста отмечено и на глубинах 1—1.5 км ниже поверхности эрозии отложений [6, 7].

Формирование карбонатных коллекторов палеопещер связаны в основном с крупными несогласиями. Карстовые брекчии являются наиболее встречаемым явлением при регрессии морского бассейна и выходе сульфатно-карбонатных пород на поверхность эрозии. Многометровые карстовые брекчии завершают разрез сочтемкыртинских карбонатно-сульфатных отложений [5]. Скважина 1 Северо-Варкнавтская вскрыла классический разрез брекчии (более 70 м) в северо-восточной части Хорейверской впадины. Верхняя часть брекчии образована в результате обрушения кровли пещеры и состоит из крупных обломков пород, слагающих кровлю (см. рисунок). Ниже по разрезу обломки становятся мелкими и тонкими. Брекчию подстилают породы ангидрито-доломитовой толщи, которая характеризуется выдержанной фациальной и геофизической характеристикой на всей территории её развития.

Карбонатные коллекторы чувствительны к диагенетическому воздействию и образованию трещин. Связанные с карстом трещины создают условия для более поздней доломитизации, в результате чего нередко образуются продуктивные пласты с очень высокой проницаемостью в скелетных пакстоунах и грейнстоунах. По-

ристые карбонатные пласты, связанные с карстовыми процессами, имеют сложную историю формирования, характеризуются невыдержанностью свойств по горизонтали и по вертикали.

Керн нефтеносных овинпармских карбонатов в ряде скважин восточной части Хорейверской впадины представлен доломитами белыми крупнокристаллическими. Первичная органогенная структура известняков была утрачена под воздействием процессов карстования.

Доказательство существования карста около несогласий можно получить по каротажным данным и керну. Построенная стратиграфическая модель, иерархия стратиграфических рамок являются центральным условием для определения характеристик пластов, подвергшихся воздействию карста. Важным является сравнение ранее полученных петрографических сведений с петрографической характеристикой вскрытых пластов и их каротажных характеристик. При сопоставлении каротажных диаграмм выявляются зоны глинистого и терригенно-глинистого заполнения пещер, зоны разуплотнения карбонатных пород.

На обширной территории, включающей восточную часть Хорейверской впадины и южную часть Варандей-Адзвинской структурной зоны, овинпармские карбонатные отложения конседиментационно уменьшены по толщине, перекрываются терригенно-глинистыми отложениями нижнего франа. Верхнюю часть овинпармского горизонта, как правило, слагают плотные известняки (реперная пачка). С её помощью разрезы горизонта хорошо сопоставляются [4]. В скв. 71 Оленьей (Хорейверская впадина) на уровне плотных известняков (60 м) выделяются пласты вторичных доломитов, о повышен-



Керн карстовой брекчии — кровля сочтемкыртинского горизонта нижнего девона. Скв. 1 Северо-Варкнавтская



ных физико-емкостных свойствах которых свидетельствуют не только каротажные материалы, но и притоки нефти. В керне наблюдаем различные породы. Доломиты сильноперекристаллизованные средне-мелкокристаллические; брекчии доломитовые, сложенные обломками различной величины (от долей см и более диаметра керна); мергель доломитовый алевроитовый наклонно-слоистый с множеством растительных остатков; гравелиты, псаммо-гравелиты, состоящие из обломков кварца, доломита, мергеля серо-зелёного, аргиллита коричневого, сцементированных доломитом. Гравелиты содержат обрывки обугленной флоры и сильно окатанные фрагменты костей лохковских позвоночных рода *Lepidaspis* (определение В. Н. Каратаюте-Талимаа). Глинисто-карбонатные породы, неравномерно обогащённые алевроитом, растительным детритом, содержат комплекс спор, богатый родами, хорошей сохранности. Ассоциация спор состоит из живетских и франских форм, которые включены в биостратиграфическую зону по спорам растений *Contagisporites optovus* — *Hymenozonotriletes krestovnikovii*. По мнению Г. Вайтекунене, ассоциация не противоречит отнесению вмещающих пород к нижнему франу. Карбонатные породы содержат овинпармские остракоды хорошей сохранности: *Rozhdestvenskajites messleriformis* Pol., *Clavofabellina* aff. *abunda* Pol., *Cl.* aff. *borealis*, *Ochescapha* aff. *tumulosa* Zenk., *Bairdiahealdites* aff. *karcevae* (Pol.), *Baschkirina acta* Abush., *Microcheilinella regularis* Pol. (определение Шамсутдиновой Л. Л.). Ниже залегают породы, литологическая и промыслово-геофизическая характеристики которых сходны с аналогами соседних скважин.

Карбонатные коллекторы имеют сложную структуру и очень неоднородны. Отличительной особенностью районирования карста является прерывистость его распространения. Районирование основывается на объединении несплошных ареалов. Изучение развития карстовых образований облегчает разведку и разработку залежей углеводородов. Повышение качества интерпретации геологических и геофизических данных является определяющим фактором успешности разведки.

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 125—131.
2. Гвоздецкий Н. А. Карст (Природа мира). М.: 1981. 214 с.
3. Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Ленинград: Недра, 1969. С. 74—78.
4. Юрьева З. П. Нижнедевонские карбонатные отложения восточного склона Большеземельского поднятия // Геология нефти и газа, 1995. № 6. С. 24—29.
5. Юрьева З. П., Гернет Л. С., Черкес Л. П., Лытасова М. А. Обломочные карбонаты пограничных отложений верхнего и нижнего девона (северная часть Тимано-Печорской провинции) // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Материалы Второго Всероссийского литологического совещания и Восьмого Всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. Сыктывкар, 2001. С. 116—118.
6. Carbonate Reservoir of the world: Problems, Solution and Strategies for the Future // AAPG Hedberg Conference. Elf Aquitaine Technology Center. Pau, France. 1996. 370 с.
7. Moore C. H. Carbonate Diagenesis and Porosity. Developments in Sedimentology 46. Amsterdam-New York: Elsevier, 1989. P. 210—214.

## РИФОГЕННОЕ КАРБОНАТНО-ОРГАНИЧЕСКОЕ ПОЛИМЕРНОЕ ВЕЩЕСТВО ПРОДУКТИВНЫХ ТОЛЩ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

О. П. Яковлева, Н. А. Скибицкая

ИПНГ РАН, Москва; [yakovlevaop@mail.ru](mailto:yakovlevaop@mail.ru)

Значение ископаемых органогенных (рифогенных) построек для целей практической геологии, в частности геологии нефти и газа, очевидно, и потому над их изучением трудится целая армия специалистов — геологов, литологов, геохимиков и многих других. Месторождения углеводородов, сформированные в рифогенных постройках, обладают поистине уникальными свойствами: во-первых, огромной масштабностью распространения во всем мире и, во-вторых, мощным комплексным ресурсным потенциалом.

Как пишет в своей работе Э. Флюгель, «Быстрая эволюция наших представлений о карбонатных породах в середине и конце 1950-х гг. была вызвана открытием фантастически богатых углеводородами карбонатных резервуаров в различных частях мира, что обусловило интенсивное изучение современных обстановок карбонатакопления» [1].

Действительно, чем может быть объяснена высокая продуктивность практически всех ранее открытых и вновь открываемых органогенных (рифогенных) построек? Только ли тем, что это ловушки, состоящие из карбоната кальция и доломита и имеющие генетически большие пустотные объемы, в которые извне поступают углеводороды, как это принимается сегодня большинством геологов-нефтяников?

На основании результатов исследований карбонатных пород ряда органогенных (рифогенных) месторождений углеводородов, таких как Оренбургское и ранее Карачаганакское нефтегазоконденсатные месторождения (ОНГКМ и КНГКМ), а также Тенгизское нефтяное месторождение, которые сформированы в палеозое (пермь, карбон, девон) мы пришли к следующему выводу. Рифогенные продуктивные постройки являются не только гигантскими аккумуляторами (ловушками) углеводородов и других полезных ископаемых, как традиционно принято считать, но являются изначально, с момента их роста и захоронения и источниками их образования за счет, в частности, собственного высокого нефтегазоматеринского потенциала [2].

Нами установлено, что решающая роль в формировании такового *in situ* принадлежит первоначально сформированному живым веществом рифового биогеоценоза карбонатному породобразующему веществу, имеющему минерально-органическую полимерную природу, упорядоченная матрица которого формируется за счет различных природных процессов самоорганизации ми-



неральных и органических соединений, которые связаны химически.

Совершенно очевидно, что прежде чем минеральные и органические вещества будут отложены и захоронены в рифогенной постройке, их должны синтезировать живые организмы (живое вещество, по определению В. И. Вернадского) рифового биогеоценоза. Важный признак рифа — его способность к использованию и преобразованию вещества и энергии, поскольку он представляет собой открытую систему, для существования которой необходим постоянный обмен с окружающей средой веществом и энергией.

Нефтегазоматеринский потенциал изначально складывается в составе органической (элементоорганической) составляющей полимерного карбонатного породообразующего вещества (в его минерально-органической матрице). Мы называем этот природный геобиополимер минерально-органическим и ставим на определяющее место его органическую составляющую не потому, что она в количественном отношении превосходит минеральную, а потому что именно ей отводится главенствующая роль в формировании нефтегазоматеринского потенциала исходного породообразующего вещества.

Именно стадии седиментогенеза и раннего диагенеза, связанные с живым веществом рифового биогеоценоза, являются определяющими в формировании ресурсного потенциала рифогенных продуктивных толщ. Вместе с тем, эти стадии в силу их особенностей являются весьма сложными и мультидисциплинарными по сути. Во-первых, чрезвычайно сложным является сейчас и мог таковым быть в древности состав рифовых биогеоценозов, а также их очень высокая продуктивность в зависимости от условий внешней среды. Во-вторых, хотя известны и практически сейчас общепризнаны, но весьма сложны и до конца не изучены механизмы биоминерализации скелетных образований всех карбонат- и кремний-фиксирующих организмов (в том числе, водорослей, бактерий, ядер кораллов и др.) в составе биогеоценозов. В-третьих, недостаточно изучены с химической точки зрения продукты жизнедеятельности всех морских организмов, в том числе и многочисленных микроорганизмов, входящих в состав породообразующих биогеоценозов, а также продукты, образующиеся после их отмирания, и, соответственно, состав тех химических иловых концентратов, которые создаются *in situ* внутри каркасной рифовой постройки, захораниваются и затем цементируются живущими там бактериями-цементаторами, обладающими чрезвычайно высокими концентрационными свойствами.

Живое вещество (в том числе и, особенно, сообщества аэробных и анаэробных микроорганизмов, живших ранее и живущих ныне в громадных по размеру рифогенных постройках) в силу своих специфических (концентрационных, каталитических, средообразующих и других) свойств, как в прошлые эпохи, так и настоящее время является не только основным создателем горной породы (карбонатно-органического полимерного породообразующего вещества как такового), но и основным создателем известных полезных ископаемых, в частности углеводородов, за счет органической (элементоорганической) составляющей природного карбонатно — органического полимера (КОП) [3].

Проблемы нефтегазообразования в органогенных, в частности в рифогенных (биогермных) постройках, напрямую связаны с вопросами осадочного породо- и минералообразования, с вопросами мобилизации исходных органических и неорганических (минеральных) соединений, формированием в седиментогенезе и раннем диагенезе каркасных скелетных образований карбонат- и кремнийфиксирующих организмов и иловых субстратов (иловых концентратов рифовых построек) вплоть до их преобразования в породообразующее вещество и далее в полезные ископаемые.

Нами было экспериментально установлено, что в отдельных зонах (подсистемах) залежей свойства карбонатной породы весьма широко варьируют в части пористости образцов, проницаемости, содержания углеводородных и высокомолекулярных соединений (асфальтенов, смол, парафинов, масел — промежуточных компонентов преобразования органической составляющей КОП до нефтяных углеводородов), а также их компонентного состава, концентрации металлсодержащих органических соединений и др.

Эти данные свидетельствуют о том, что в геологическом времени органическая составляющая первоначально захороненного КОП (его минерально-органическая матрица) в отдельных объемах залежи в зависимости от своего внутреннего строения и внешних условий претерпела эволюционные преобразования различной глубины. На основании результатов комплексных исследований образцов карбонатных пород, а также насыщающих их углеводородных и высокомолекулярных соединений нами было сформулировано следующее положение. Залежь углеводородов представляет собой открытую пространственно-временную систему, состоящую в объеме из множества подсистем, находящихся на различных стадиях эволюционных преобразований исходного, созданного живым веществом карбонатных построек в седиментогенезе и раннем диагенезе, биогеогенного карбонатного породообразующего вещества.

В каждой из этих подсистем изначально сформированное в рифовой постройке за счет различных природных механизмов самоорганизации карбонатное породообразующее вещество находится на определенной стадии своего эволюционного преобразования, и, соответственно, содержит то или иное количество углеводородного и неуглеводородного сырья, имеет свои скорости реакций, свои пространственно-временные соотношения. В результате этих преобразований породообразующее вещество залежи содержит остаточные количества органической составляющей, что, собственно, и определяют сегодня при анализе карбонатных пород на содержание ОВ.

Однако остается еще много вопросов, связанных с закономерностями изначального формирования фациально-генетических типов органогенных, и, в первую очередь, наиболее распространенных рифогенных построек в различные времена, в том числе и в настоящую эпоху, а также вопросов изначального состава и строения исходного карбонатного породообразующего вещества.

Следует заметить, что при решении вопросов генетической природы карбонатного породообразующего вещества, формирования биофациальных зон рифо-

генной постройки необходимо и, по-видимому, возможно:

во-первых, найти причины, по которым рифогенные постройки растут только в определенных местах, т. е. чем обусловлено зарождение и рост рифовых биогеоценозов как древних, так и современных;

во-вторых, при изучении проблемы накопления органических и неорганических веществ в составе рифогенной постройки учитывать, что в течение жизни организмы извлекают из окружающей среды и возвращают в нее такие количества веществ, которые в сотни тысяч раз и более превосходят их собственную массу; интенсивность этого процесса у одноклеточных организмов намного выше, чем у многоклеточных;

в-третьих, начать изучение способов существования всех организмов рифового биогеоценоза с химической точки на атомно-молекулярном уровне. И в первую очередь это относится к изучению биогенной миграции химических элементов, благодаря которой живые организмы в составе рифовой экосистемы, а также абиотическая среда объединяются в единое целое, существуя и развиваясь совместно;

в-четвертых, большее внимание уделять изучению роли микроорганизмов в жизнедеятельности рифа, которая, по-видимому, является очень существенной, поскольку, согласно данным Г. А. Заварзина и др. [4], само тело кораллового полипа на одну треть состоит из бактерий. А если учитывать вклад в накопление органических и неорганических веществ всех видов аэробных и анаэробных микроорганизмов, а именно вклад липидной и белковой составляющих их клеточных мембран, то он будет весьма значительным, если не определяющим.

#### Литература

1. *Flügel E.* Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag : Berlin, Heidelberg, New York, 2004. 976 p.
2. *Скибицкая Н. А., Яковлева О. П., Григорьев Г. А., Доманова Е. Г., Ингерова Т. В., Кузьмин В. А.* Новые представления о породообразующем карбонатном веществе залежей углеводородов // Геология нефти и газа, 1997. № 12. С. 13—19.
3. *Дмитриевский А. Н., Скибицкая Н. А., Яковлева О. П., Кузьмин В. А., Зекель Л. А., Прибылов А. А.* Увеличение ресурсного потенциала газоконденсатных месторождений за счет высокомолекулярного сырья («матричной нефти») // Сборник статей «Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развития нефтегазового комплекса России». М.: ГЕОС, 2007. С. 360—377.
4. *Заварзин Г. А., Колотилова Н. Н.* Введение в природоведческую микробиологию. М., 2001. С. 47.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ РИФОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

И. И. Енцов

УГТУ, Ухта

Для Тимано-Печорской провинции большинством исследователей принята гипотеза, разработанная М. М. Грачевским с соавторами [6, 7], согласно которой на территории Тимано-Печорской провинции с доманикового до малиновско-бобриковского времени существовала аккумуляционно-топографическая впадина, последовательно дельтообразно заполнявшаяся терригенными осадками со смещением стратиграфической последовательности по горизонтали. В трансгрессивные фазы седиментационных циклов на аккумулятивных террасах и платформенном шельфе формировались мало-мощные карбонатные, иногда лагунные, отложения, которые по краю заполнявшейся впадины переходили в мощные рифовые образования. По мнению данных исследователей, распространение терригенных и карбонатных пород в изучаемых толщах обусловлено лишь аккумуляционными процессами в палеодепрессии без непосредственной связи с тектоникой.

Дальнейшее развитие эта гипотеза получила в работах А. А. Султанаева и др. [13]; Т. И. Кушнаревой [8]; А. В. Соломатина и др. [3]; Н. В. Беляевой [1]; Б. П. Богданова и В. И. Богацкого [2]; коллективных монографиях [9, 14]; В. А. Жемчуговой [5]; Л. В. Пармузиной [10, 11, 12] и других исследователей. Точки зрения последователей М. М. Грачевского мало чем отличаются друг от друга. Все они имеют в основе существование единой доманиковой впадины, дельтообразно заполнявшейся с запада на восток со смещением стратиграфической последовательности. Склоны аккумулятивных террас служили основанием для формирования рифов. Одни исследователи при этом отрицают роль тектонического фактора, другие же его признают, сводя в основном к проявлениям трансгрессивного или регрессивного развития регионов. Следует отметить, что гипотеза М. М. Грачевского и др. весьма сходна с теорией формирования рифов, описанная Т. А. Линком [17] еще в 1950 г.

Изучение фактического материала показывает, что к началу доманикового времени на рассматриваемой территории не было единой впадины, а существовали две крупные впадины или системы впадин. Об этом свидетельствуют построенные автором карты изопахит подстилающих доманиковые тиманско-саргаевских преимущественно глинистых пород [4].

Одна из систем впадин располагалась на западе изучаемого региона, вторая — на востоке, в пределах Пе-





чоро-Кожвинского мегавала и Мичаю-Пашнинского вала. В центральной части изучаемой территории к началу доманикового времени существовала крупная гряда полеоподнятий, протягивающаяся в меридиональном направлении от Лузской ступени на севере до Омра-Сойвинской ступени на юге, поперечными седловинами расчлененная на ряд сводовых поднятий. Для выявления закономерностей формирования и распространения рифов в различных литолого-стратиграфических комплексах верхнего девона центральной и южной частей Тимано-Печорской провинции были построены и проанализированы карты изопахит, составлены палеотектонические разрезы и дополняющие их схемы сопоставления, изучены геологические, геофизические и другие материалы. При этом было установлено следующее.

**Доманиковые органогенные постройки** часто приурочены к зонам минимальных мощностей подстилающих тиманско-саргаевских преимущественно глинистых пород. Для объяснений условий формирования подобных органогенных построек вполне соответствует теория антецедентной платформы [15, 16]. Подобные рифовые сооружения выявлены в районе скв. 1-Верхняя Сэбысь, на С отчемьюской, Лузской, Верхне-Лыжской и Низевой площадях. Карта изопахит доманикового комплекса в указанных районах, кроме того, показывает тесную связь его толщины с разломами земной коры, выделенными Л. П. Шиловым и Г. Е. Кузнецовым.

В интервалах разрастания толщины доманиковых карбонатных образований имеются коллекторы, которые могут включать в себя нефть и газ. На Низевой площади из доманиковых пород получены промышленные притоки нефти.

В юго-западной части Печоро-Кожвинского мегавала, на Мутноматериковой площади, установлена доманиковая органогенная постройка, приуроченная к бортовой части одноименного грабенообразного прогиба. Предполагается, что доманиковые рифы могут быть развиты по бортам прогиба на всем его протяжении, как с запада, так и с востока. На Западно-Соплесской площади Среднепечорского поперечного поднятия выделяется доманиковое рифовое сооружение серповидной формы, приуроченное к склонам палеоподнятия, существовавшего в тиманско-саргаевское время. Продуктивны доманиковые отложения в пределах Среднепечорского поперечного поднятия на Кыртаельском, Западно-Соплесском месторождениях и на Каменской площади.

Для воссоздания палеотектонической обстановки, существовавшей в момент формирования **верхнефранских рифов**, были построены карты изопахит верхнефранских карбонатных пород и подстилающих их терригенных ветласян-бельгобских отложений, палеотектонические профили и соответствующие схемы сопоставления. Карта изопахит ветласян-бельгобских пород показывает, что на западе рассматриваемой территории существовала в соответствующее время обширная впадина, заполненная песчано-глинисто-мергелистыми осадками. На Омра-Сойвинской ступени, а также на Верхне-Лыжской и Лузской структурах верхнефранские органогенные постройки окаймляют склоны палеоподнятий (или борта палеовпадин). На Омра-Сойвинской

ступени рифы группируются в линейные системы, образуя прерывистую цепь массивов, что обнаруживается при бурении густой сети скважин.

В центральной части Тимано-Печорской провинции в **позднефранское, задонское, елецкое, среднефранское и джебольское** времена, как показывает палеотектонический анализ, существовали грабенно-образные впадины меридионального и субмеридионального простирания, разделенные разломами. Нижние части впадин заполнялись преимущественно глинисто-мергелистыми осадками. Время заложения впадин последовательно смещалось с запада на восток. Джебольская впадина формировалась в два цикла. Во время первого цикла отлагались первая глинистая и первая карбонатная пачки, во время второго — вторая глинистая и вторая карбонатная. В припортовых частях перечисленных впадин зарождались и развивались рифовые постройки.

Промышленная нефтеносность верхнефранских карбонатных образований установлена на Аресской группе структур. Месторождения относятся к категории мелких, реже — средних. Задонские органогенные постройки нефтеносны на Аресской группе месторождений и на Западном Тэбуке по западному борту задонской впадины. На восточном борту этой впадины они могут быть продуктивными на Лемьюской и Расьюской площадях, на участках их приуроченности к наиболее высоким гипсометрическим отметкам. Елецкие органогенные постройки нефтегазоносны на Юрвожской и Большелягской площадях. В джебольских отложениях в первой и второй карбонатных пачках по западному борту соответствующей впадины во время бурения наблюдались обильные нефтегазопроявления. При испытании в ряде скважин получены притоки нефти, газа и конденсата.

Проведенный анализ закономерностей распространения и развития верхнедевонских рифовых массивов показывает несостоятельность гипотезы их формирования, разработанной М. М. Грачевским и др. [6, 7], и позволяет предложить иную модель бассейна седиментации при формировании рифогенных комплексов [4].

#### Литература

1. *Беляева Н. В.* Влияние тектонического режима на формирование верхнедевонских рифогенных зон Печорской плиты // Тр. ин-та геологии Коми научного центра УРО АН СССР. Вып. 68. Сыктывкар: 1988. С. 60—72.
2. *Богданов Б. П., Богацкий В. И.* Палеозойские рифы Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского северо-востока. Сыктывкар, 1991. С. 136—142. (Тр. XI геол. конфер. Коми АССР. Т. 2).
3. Верхнедевонские барьерные рифы Тимано-Печорской провинции / *А. В. Соломатин, Н. Д. Матвиевская, Б. Я. Вассерман* // Рифогенные образования нефтегазоносных областей Русской платформы. Л., 1976. С. 140—149. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 194).
4. *Енцов И. И.* Верхнедевонские рифы центральной и южной частей Тимано-Печорской провинции. СПб: Недра, 2009. 144 с.
5. *Жемчугова В. А.* Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна // Актуальные научно-технические проблемы развития

- геолого-геофизических, поисково-разведочных и промысловых работ в Республике Коми. Кн. 2. М.: Изд. Моск. госуд. горн. ун-та, 2002. 243 с.
6. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа / М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовской, Г. Ф. Ульмишек. М.: Недра, 1969. 299 с.
7. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа / М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовской, Г. Ф. Ульмишек. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1976. 206 с.
8. Кушнарева Т. И. История развития доманиковой впадины в Тимано-Печорской провинции // Литология и палеогеография Русской платформы. М.: Наука, 1972. С. 125—128.
9. Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность Тимано-Печорской провинции: история, современность, перспективы. Ухта: УГТУ, 1999. 1062 с.
10. Пармузина Л. В. Строение, условия образования и нефтегазоносность верхнедевонских отложений северной части Среднепечорского поперечного поднятия и южной части Печоро-Кожвинского мегавала. СПб.: Недра, 2004. 80 с.
11. Пармузина Л. В. Описание, расчленение и корреляция разрезов верхнедевонского комплекса Тимано-Печорской провинции. СПб.: Недра, 2005. 200 с.
12. Пармузина Л. В. Верхнедевонский комплекс Тимано-Печорской провинции (строение, условия образования, закономерности размещения коллекторов и нефтегазоносность). СПб.: Наука, 2007. 152 с.
13. Султанаев А. А., Богацкий В. И., Кушнарева Т. И. Верхнедевонско-раннекаменноугольные прогибы северо-востока Русской платформы и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа, 1972. № 12. С. 55—61.
14. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (объяснительная записка к Атласу геологических карт, 2000) / З. В. Ларионова, В. И. Богацкий, Е. Г. Довженко и др. Ухта: Изд-во ТП НИЦ, 2002. 122 с.
15. Hoffmeister J. E., Ladd H. S. The Antecedent-Platform Theory // Jour. Geol., 1944. Vol. 52. № 6. Pp. 382—402.
16. Ladd H. S. Recent Reefs // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1950. Vol. 34. № 2. Pp. 203—214.
17. Link T. A. Theory of transgressive and regressive Reef (Bioherm) Development and Origin Oil // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1950. Vol. 34. № 2. Pp. 263—294.

## ПАРАМАГНИТНЫЕ МАРКЕРЫ СТАДИЙНОСТИ ОТЛОЖЕНИЯ КАРБОНАТОВ ПАЛЕОАПЛИЗИНОВЫХ БИОЦЕМЕНТОЛИТОВ

В. П. Лютоев, А. И. Антошкина,  
Е. С. Пономаренко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;  
*vlutoev@geo.komisc.ru, Antoshkina@geo.komisc.ru*

Верхнекаменноугольно-нижнепермские органогенные сооружения были широко распространены вдоль окраины палеоконтинента Лаврусии. В пределах Европейской платформы они установлены в разрезах Прикаспийской впадины, Западного Урала, Пай-Хоя, на гр. Чернышева, в Печорской синеклизе и на Северном Тимане. Северный и Южный Урал характеризуется их наибольшим распространением и разнообразием. В касимовских, гжельских, ассельских и сакмарских органогенных массивах на реках Кожим, Щугер, Илыч, Унья, Подчерем, Косью отмечается широкое распространение известняков биокластовых и биоцементолитов: микробиально-палеоаплизиновых, микробиально-мшанковых, микробиально-тубифитесово-мшанковых и микробиально-филлоидно-водорослевых, характеризующихся многочисленными и разнообразными по конфигурации крустификационными структурами. Предмет нашего исследования гидроиды *Palaeoaplysina* являются типичными представителями рифовых сообществ позднего палеозоя. Они имели скелет из пластин толщиной от 1—4 мм до 10—12 мм и легко разрушались в условиях подвижноводного мелководья, часто образуя песчаный скелетный материал совместно с остатками других обитателей таких обстановок. Они также могли накапливать довольно мощные биокластовые осадки, как сортированные, так и несортированные. Внешне такие известняки имеют довольно массивное сложение и светлую окраску. Палеоаплизины формировали биогенные каркасы, как правило, в ассоциации с микробиальными организмами, покрывавшими поверхности пластин, и кальцитовыми цементами разных генераций [1]. Сопутствующий органогенный и пелоидный материал заполнял имевшиеся полости, усиливая тем самым устойчивость биогенного каркаса. Образование широко распространенных в это время микробиально-палеоаплизиновых органогенных построек происходило вероятнее всего на склонах плато/отмелей расчлененной карбонатной платформы. Для их роста необходимы спокойноводные условия, при которых такие своеобразные сессильные организмы могли строить устойчивые каркасы, образующие высокорельефные органогенные тела на морском дне. Микробиально-палеоаплизиновый биоцементолит — это биогермная порода, образованная в большей степени биологически индуцированным цементом, когда тонкие организмы, покрытые биопленками, служили субстратом для твердых цементных корок. Об-

ширняя и быстрая цементация мягких скелетов, рассеявшихся на обильно развитом гетерогенном биокластовом материале в склоновых обстановках, способствовала образованию высокорельефных, твердых каркасов на морском дне.

Распространение биологически индуцированных цементов контролировалось в большей степени изменениями физико-химических параметров. Широкое распространение радиально-лучистых крустификационных корок в биоцементолитах может быть связано с тем, что начиная с раннего карбона, соотношение Mg/Ca в морской воде сместилось в арагонитовый режим [5]. Во время формирования конкретных органогенных сооружений могли изменяться гидрохимические параметры и поступление питательных веществ, что влияло на состав воды и соответственно должно найти отражение в составе цементирующего карбоната.

Своеобразие микробиально-палеоаплизиновых биоцементных структур выражается в том, что вокруг палеоаплизин сначала формируется биопленка, выделяющаяся более темным цветом, затем полости между организмами постепенно заполняются синседиментационными цементами разной структуры и цветовой гаммы. Это характерно как для биогермных, так и для биокластовых разностей.

Для выяснения условий образования разных типов цементов в микробиально-палеоаплизиновых биоцементолитах с помощью метода ЭПР были изучены образцы биогермных (Ш-1/91) и биокластовых (П-У-28/112—09) разностей микробиально-палеоаплизиновых биоцементолитов. В каждом из образцов были выделены пробы карбоната из тела палеоаплизина и окружающей ее биопленки. В образце биогермного биоцементолита выделено три последовательные стадии карбонатного цемента — раннего с белой окраской, среднего коричневого и позднего белого в центральных частях полостей между материалом палеоаплизин. В биокластовой разности удалось выделить цемент только последней стадии.

Спектры ЭПР регистрировались на радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) от порошковых препаратов карбоната навеской 100–200 мг при комнатной температуре. Были изучены исходные пробы и продукты их отжига при 350 и 600 °С, способствующего переходу органического вещества в парамагнитное состояние. Для фазовой диагностики применялась ИК-спектроскопия (Фурье-спектрометр ИнфраЛюм ФТ-02), диапазоны варьирования концентраций изоморфных примесей марганца в решетке карбоната определялись наряду с методом ЭПР и по данным рентгенолюминесценции.

В спектрах ЭПР всех изученных образцов регистрируется ион  $Mn^{2+}$  в структуре кальцита. Только в одном образце П-У-28/112—09, представляющем поздний цемент, после его отжига, появляются следы доломита. Они проявляются в спектре ЭПР в виде дополнительных низкоинтенсивных линий ионов марганца в Mg-позиции структуры доломита. В ИК-спектрах этого образца наряду с интенсивной «кальцитовой» линией поглощения с максимумом на  $712\text{ см}^{-1}$  присутствует слабая линия доломита  $729\text{ см}^{-1}$  как в исходном, так и прогретом препарате. Видимо линии ЭПР от

ионов  $Mn^{2+}$  в решетке доломита подавлены уширением вследствие низкого упорядочения этой карбонатной фазы и проявляются только после термического отжига в ней дефектов. В качестве оценки концентрации  $Mn^{2+}$  в структуре карбоната использовалась интегральная интенсивность четвертого компонента СТС их спектра ЭПР, определяемая как произведение его интенсивности компонента ( $I_{Mn}$ ) на квадрат полуширины ( $DB_{Mn}$ ) его низкополевого крыла (рис. 1).

При низких мощностях СВЧ, подавляющих интенсивные линии  $Mn^{2+}$ , в спектрах ЭПР карбоната фиксируются линии ряда быстро насыщающихся линий электронно-дырочных центров (рис. 1, 2). Они представляют собой дефекты, связанные с радиационным повреждением карбонатных группировок ( $CO_2^-$ -центры), стабилизированными вблизи примесей или дислокаций, примесных сульфатных ( $SO_2^-, SO_3^-$ ) и фосфатных группировок ( $PO_2^0$ ) решетки минерала. Эти дефекты хорошо изучены в различных карбонатных матрицах [3, 4]. В качестве меры концентрации этих центров использована интегральная интенсивность в виде произведения пиковой интенсивности «перпендикулярного» компонента ( $I_{\perp}$  на рис. 1) на квадрат его ширины по точкам экстремума ( $DB_{\perp}$ ).

Отжиг образцов при 350 °С приводит к почти полному исчезновению из спектров ЭПР линий названных электронно-дырочных центров, оставляя только следы по природе термоактивационных  $SO_2^-$ -центров (рис. 2). После отжига при 600 °С в спектрах ЭПР появляется сигнал органических радикалов. Во всех частях образца Ш-1/91 он представлен синглетной относительно широкой линией с  $g = 2.0029$  и  $DB_{\perp} = 0.15–0.18\text{ мТ}$ . В палеоаплизиновом карбонате образца П-У-28/112—09 регистрируется суперпозиция двух пример-

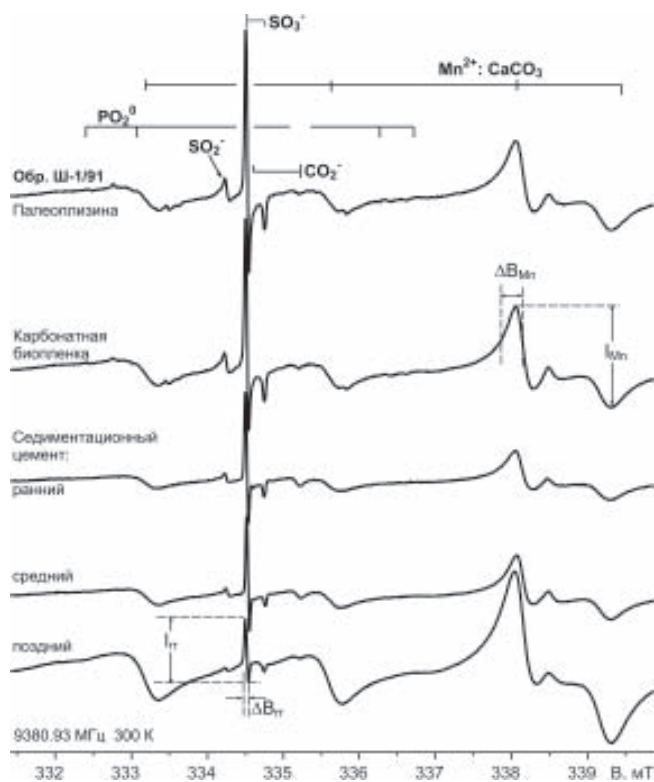


Рис. 1. Линии парамагнитных центров в разностадийном кальците биогермного цементолита Ш-1/91



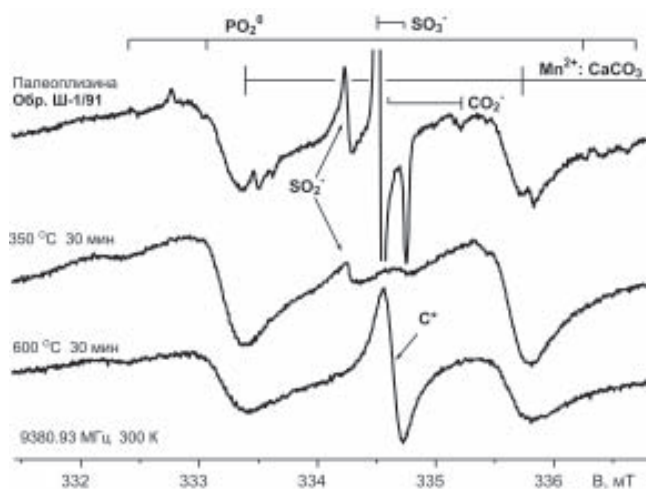


Рис. 2. Термические преобразования спектров ЭПР кальцита палеоаплизины Ш-1/91

но равноинтенсивных линий широкой с  $g = 2.0030$  и  $DB_{tr} = 0.2$  мТ и узкой линии с  $g = 2.0027$  и  $DB_{tr} = 0.08-0.10$  мТ. В карбонате биопленок этого образца широкий компонент ослаблен, а в позднем цементе — не регистрируется. Изучение природы аналогичных органических радикалов, присутствующих в карбонатах пермских отложений Татарстана, показало, что они относятся к поликонденсированным ароматическим фрагментам и являются характерными для включений в карбонаты морской фауны на начальной стадии углефикации [2].

В карбонате биогермного и биокластного биоцементолита распределение концентраций всех названных парамагнитных центров по разностадийному карбонату в целом аналогично (рис. 3). К цементу поздней генерации резко возрастает концентрация примесных ионов  $Mn^{2+}$  и плавно спадают концентрации органических радикалов и сульфат-замещений карбонатных групп. Фосфатные замещения исчезают уже в цементе первой генерации. Сложнее изменяется концентрации  $CO_2^-$  центров. В биокластном биоцементолите зафиксировано ее монотонное снижение, а в биогермном — она принимает максимальные значения в ранних генерациях цемента, возвращаясь к своему исходному значению при переходе к последней генерации.

Все эти изменения концентрации парамагнитных центров хорошо отражают последовательность формирования биоцементолитов. Участок палеоаплизин в основном сложен карбонатом их скелета, минерально-органическим композитом. Соответственно здесь фиксируются высокие значения концентрации органических радикалов, сульфат- и фосфатных замещений в решетке минерала, при низких концентрациях «абиологичных» примесей ионов марганца. Цемент ранних стадий является биологически индуцированным карбонатом, мономинеральным беспримесным продуктом жизнедеятельности аккрецированных на биопленке палеоап-

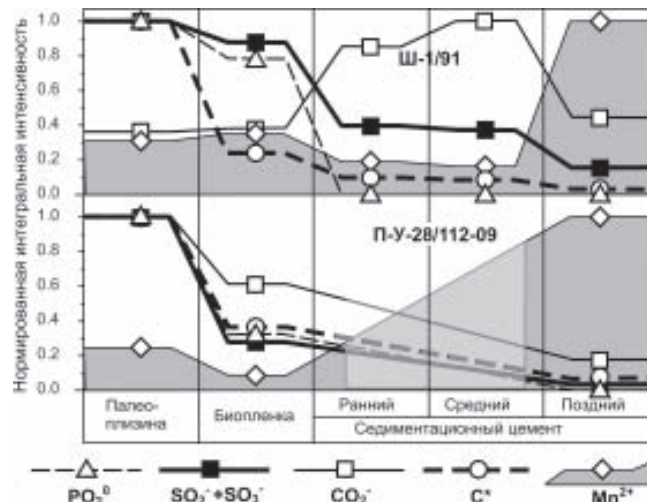


Рис. 3. Вариации концентраций парамагнитных центров в карбонате биоцементолитов

лизины кальцимикробов. Органическое вещество здесь является остатками микробов и не несет структурообразующей минеральной роли. Карбонат биопленки на поверхности палеоаплизины, вероятно, образован за счет ее биокоррозии сверлящими микроорганизмами. В этой области карбонат палеоаплизин разбавлен новообразованным карбонатом, концентрации сульфат и фосфат замещений здесь, соответственно понижаются. Цемент последней генерации заполняет оставшиеся полости и имеет блоковую не биогенную структуру. Кальцит относительно обогащен примесями ионов марганца, наследуемым из морской воды, и минимальным содержанием связанных органическим веществом структурных и фазовых примесей.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционным проектом 09-И-45-3002 УрО РАН и в рамках программы Президиума РАН 15/2, № 09-Т-5-1008

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое: север Урала и сопредельные области. Екатеринбург: УрО РАН, 2003.
2. Муравьев Ф. А., Винокуров В. М., Галеев А. А., Булка Г. Р., Низамутдинов Н. М., Хасанова Н. М. Парамагнетизм и природа рассеянного органического вещества в пермских отложениях Татарстана // Георесурсы, 2006. Т. 2, № 19. С. 40–45.
3. Franco R. W. A., Pelegri F., Rossi A. M. Identification and valuation of paramagnetic radicals in natural dolomites as an indicator of geological events // Phys. Chem. Minerals, 2003. V. 30. P. 39–43.
4. Ikeya M. New Application of Electron Spin Resonance. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 1993. 500 p.
5. Stanley S. M., Hardie L. A. Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1998. Vol. 144. P. 3–19.