

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

Межведомственный литологический комитет:
секция карбонатных отложений

Национальный комитет по изучению рифов

РИФЫ И КАРБОНАТНЫЕ ПСЕФИТОЛИТЫ

Материалы Всероссийского литологического совещания
Сыктывкар, Республика Коми
5—7 июля 2010 г.



УДК 55 (063)

РИФЫ И КАРБОНАТНЫЕ ПСЕФИТОЛИТЫ: Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2010. 216 с.

Представлены материалы докладов Всероссийского литологического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». Рассмотрены разные аспекты всестороннего изучения рифов: общие проблемы рифообразования, литолого-фациальная и палеонтологическая характеристики. Обсуждаются проблемы комплексной интерпретации рифов по сейсмическим и скважинным данным, а также их связь с полезными ископаемыми. Приведены результаты геохимических исследований рифогенных формаций. Поднимается ряд вопросов литологического изучения и генетической интерпретации карбонатных псефитолитов.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся исследованием рифогенных образований и карбонатных псефитолитов.

Материалы докладов воспроизведены с авторских оригиналов с незначительной редакторской правкой.

РЕДАКТОРСКАЯ ГРУППА

Н. П. Юшкин (ответственный редактор), А. И. Антошкина (зам. отв. редактора), А. Н. Сандула, И. Г. Рудакова, В. А. Салдин, Г. Н. Каблис

Проведение совещания и издание материалов осуществлялось при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 10-05-06053-г) и в рамках программы Президиума РАН №15/2 «Эволюционный тренд палеозойской рифовой экосистемы как отражение эволюции геобиологических систем на примере Севера Урала».

ГЕОЛОГИЯ РИФОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИЖМА-ПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕНОСНОСТИ

А. А. Алабушин¹, П. Н. Кокин², В. Д. Порошин²,
А. А. Савельева², В. Ф. Шарафутдинов¹

¹ООО «ЛУКОЙЛ-Коми», Усинск

²ООО «ПечорНИПИнефть», Ухта

Геофизическими работами и данными глубокого бурения в значительной степени изучено геологическое строение центральной части Ижма-Печорской впадины, определены наиболее перспективные на нефть и газ отложения. Перспективные земли относятся к Тобышско-Нерицкому нефтегазоносному району (НГР) Ижма-Печорской нефтегазоносной области (НГО) с установленной региональной нефтеносностью отложений верхнего девона. По геологическому строению месторождения и локальные объекты отнесены к категории сложных. Особый интерес здесь представляют вопросы распространения, строения и коллекторских свойств рифовых массивов, установленных на данной территории и сопредельных областях в 80-х годах. Начиная с 1982 г., в основном по результатам работ ОАО «Севергеофизика», а также результатам поискового и разведочного бурения, на территории Ижемской ступени протрассирована зона рифообразования доманикового возраста, представляющая собой цепочку локальных малоамплитудных структур, приуроченных к границе мелководного шельфа и относительно глубоководной впадины (рис. 1). Детальными литологическими исследованиями в её пределах выделены собственно биогермные тела и комплекс ассоциирующих фаций.

Результаты поисково-разведочных работ, проведённых в последние годы ООО «ЛУКОЙЛ-Коми» существенно расширили представление о геологическом строении площади по продуктивным дома-

никовым и перспективным сирачойским отложениям. Были выполнены детальная структурная и сейсмофациальная модели доманиковых отложений. В частности, на месте ранее выделяемых здесь Зайжемской и Южно-Болотной карбонатных банок, по их западному, южному и восточному обрамлению проходит единая барьерная зона доманиковых органогенных построек, а северная и северо-восточная области этих банок входят в зарифовый шельф, где выделяются фации проливов и межрифовых впадин, а также одиночные постройки (рис. 2).

Таким образом, по результатам исследований установлено, что существовали три основные фациальные зоны — рифообразования, зарифового шельфа, в том числе внутренней зоны карбонатной банки, и относительно глубоководной части (рис. 3). С привлечением этих данных была выполнена оценка перспектив каждого из известных и вновь выявленных объектов.

Все залежи нефти, открытые в Тобышско-Нерицком НГР, приурочены к полосе развития доманикового барьерного рифа, прослеживаемого сейсмикой в западной и центральной его частях. Месторождения имеют структурный контроль и связаны с небольшими и малоамплитудными локальными антиклинальными формами. Скопления нефти локализируются в кровле доманикового карбонатного массива под зональной позднефранской глинистой покрывкой. В редких случаях (Южно-Седмесская, Щельяюрская площади) залежи заключены также и в сирачойских надрифовых слоистых карбонатных пластах, где роль покрывки выполняют вмещающие глинисто-карбонатные породы. Нужно отметить, что нефтеносность доманиковых отложений при прочих условиях определяется надёжностью покрывки. Установлено, что на Южно-Седмесской структуре из-за ухудшения экранирующих свойств покрывки залежь в доманиковом рифе не сформировалась.

Кроме того, поисковый интерес представляют песчаные фации ветласянского возраста, образующие так называемые «промоины».

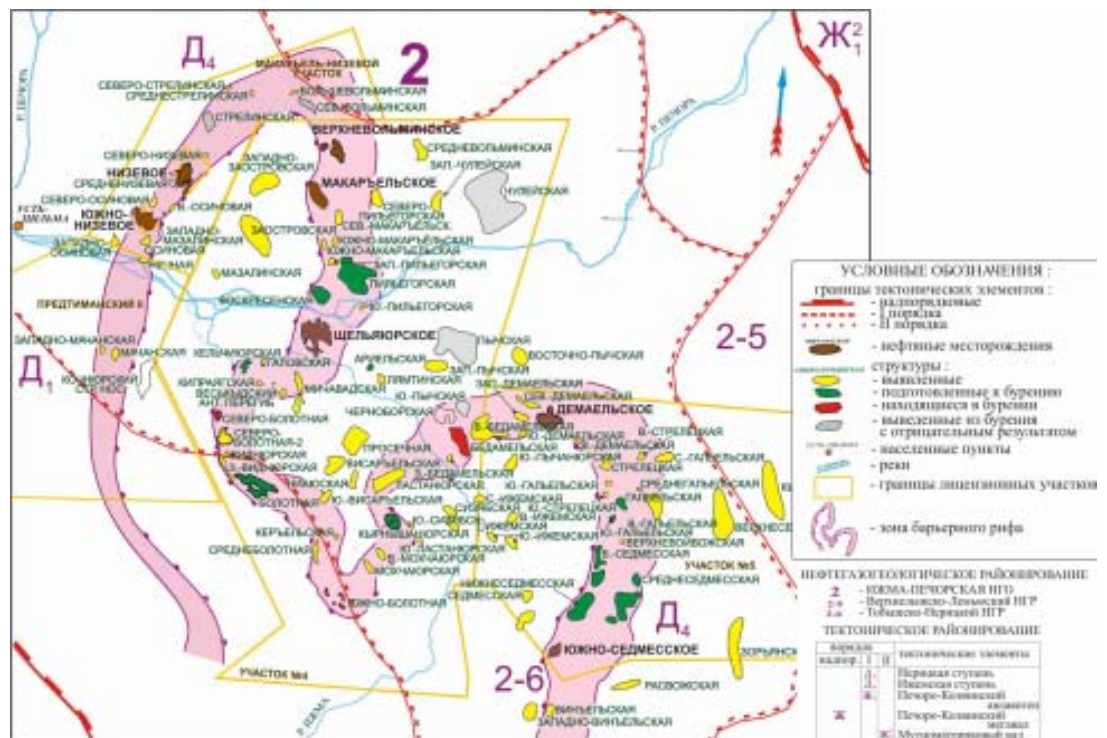


Рис. 1. Обзорная карта

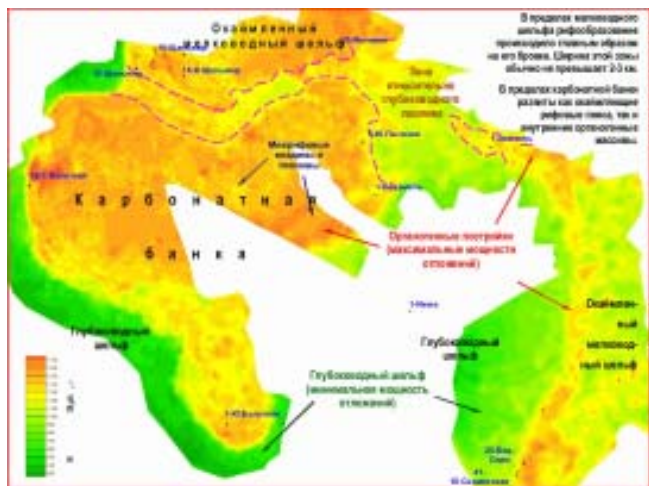


Рис. 2. Карта толщин доманиковых отложений. Палеогеографическая зональность доманикового бассейна Щельюр-Демаельского участка

Залежи нефти в барьерном рифе массивные, сводовые, иногда литологически экранированные. В надрифовых сирачойских отложениях залежи пластовые, сводовые и, вероятно, литологически ограниченные.

Открытие новых месторождений в структурно-рифовых ловушках на Щельюрском (в 2001 г.), Демаельском (2002 г.), Южно-Седмесском (2002 г.) и Верхневольминском (2006 г.) поднятиях подтверждает высокие перспективы нефтегазоносности таких объектов.

Следует отметить, что в рифовых массивах формируются наиболее высокоёмкие коллекторы, представленные органогенно-обломочными известняками, узорчатыми водорослевыми, сферово-стутковыми, онколитовыми, мелкообломочными, а также разноразмерными с реликтово-органогенной структурой доломитами. Средняя пористость коллекторов составляет 12-16 %, нефтенасыщенные толщины варьируют от 1.4—7.4 до 20.3 м (скв.1—Макарельская). Тип коллектора сложный: трещинно-поровый, порово-каверновый и трещинно-каверно-поровый. Мощность доманиковой рифогенной формации изменяется от 100 до 150 м. Глубина залегания продуктивных пород изменяется от 2083 (Низевое) до 2330 м (Верхневольминское). Дебиты нефти достигают 96—180 м³/сут на 7 м штуцере. Все месторождения относятся к категории мелких, запасы нефти — к активным.

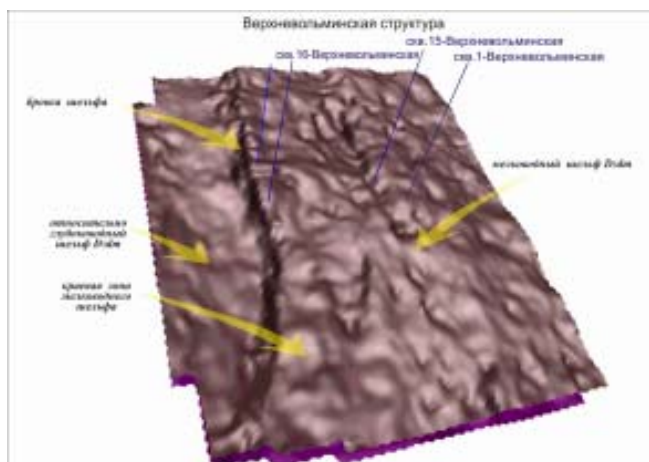


Рис. 3. Морфология поверхности доманиковых отложений в пространстве

Свойства нефтей из доманиковых отложений изменяются от тяжелых (Южно-Низевое — 0.892 г/см³) до легких (Демаельское — 0.843 г/см³). Нефти сернистые (0.63—1.14 мас. %), парафинистые (2.83—5.8 мас. %), смолистые (3.2—7.41 мас. %). Пластовая нефть недонасыщена газом и характеризуется плотностью от 0.773 (Демаельское) до 0.864 г/см³ (Южно-Низевое). Газонасыщенность нефтей возрастает от Южно-Низевого (9.3 м³/т) к Макарельскому (29.2 м³/т), достигая на Демаельском месторождении 43.4 м³/т. В этом же направлении происходит облегчение нефтей.

Анализ проведенных геологоразведочных работ в Ижемском районе показывает широкое развитие перспективных малоамплитудных структур в зоне барьерного рифа. Для повышения эффективности поисково-разведочного бурения на этих структурах были привлечены дополнительные исследования — ДНМЭ (дифференциально-нормированный метод электроразведки) и ЛИТОСКАН, позволяющие выявлять и оконтуривать залежи УВ в комплексе с сейсморазведочными данными.

По результатам этих прямых методов поисков УВ в рассматриваемом районе выделены аномальные участки, предположительно связываемые с залежами УВ в ловушках структурного и неструктурного типа в средне—верхнефранских отложениях верхнего девона. В центре подобной аномалии вызванной поляризации на Верхневольминской структуре, установленной по материалам 3D сейсмо-

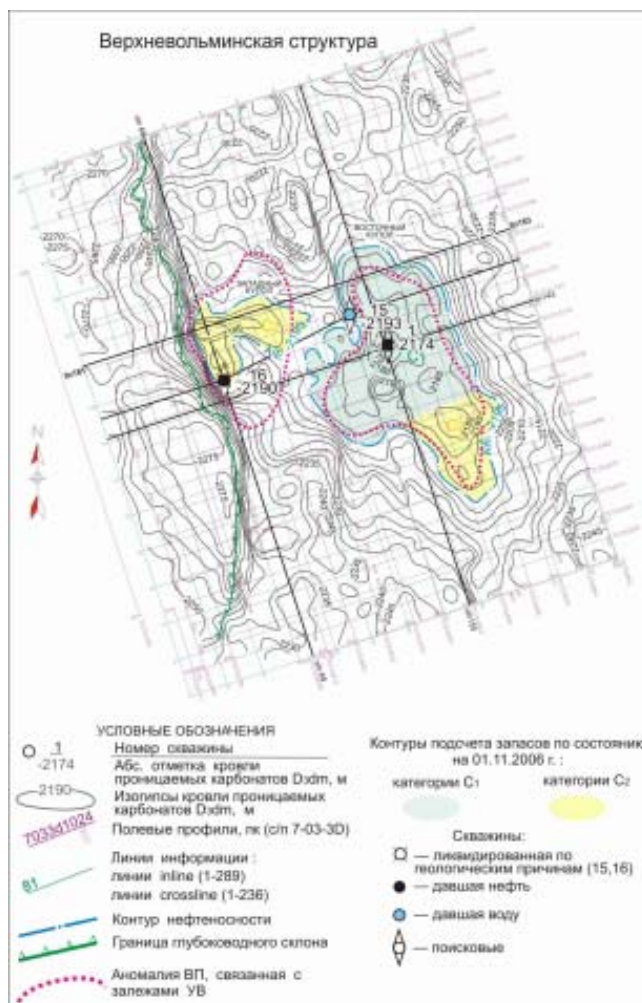


Рис. 4. Структурная карта кровли пронизаемых карбонатов D₃м

разведки в сводовой части восточного купола и пробурена поисковая скважина 1 (рис. 4), подтвердившая продуктивность малоамплитудных локальных поднятий в зоне барьерного рифа и высокую достоверность прогноза прямым методом ДНМЭ. Из карбонатных отложений доманикового горизонта (инт. 2309—2317.5 м) в результате опробования получен фонтанный приток нефти дебитом $180 \text{ м}^3/\text{сут}$ на 7 мм штуцере.

Оценивая положительные результаты бурения скв. 1—Верхневольминская в очередной раз убеждаемся, что детальность изучения сложнопостроенного рифового резервуара может быть обеспечена только сетью наблюдений высокой плотности, реализуемой при методе трёхмерной съёмки. Увеличение плотности профилей методом 2D явно недостаточно (рис. 5) и это необходимо учитывать при выходе с бурением на рифогенные объекты.

Дальнейшие перспективы Ижемской рифогенной зоны нефтенакопления связываются с подобными небольшими по размерам и амплитуде (15—25 м) локальными структурами, имеющими по данным прямых методов аномалии с высокой вероятностью связи с залежами УВ, как это отмечалось на Верхневольминской структуре. Несомненна и экономическая привлекательность этих сравнительно небольших по запасам месторождений для геологоразведочных работ.

Приведённые данные о промышленной нефтеносности рифогенного комплекса позволяют высоко оценивать перспективы открытия залежей нефти в рифогенных ловушках доманикового горизонта и на юго-западе Ижемской ступени и примыкающей части Нерицкой ступени (участок Предтиманский-II), куда по редкой сети сейсмопрофилей прослеживается зона доманиковых органогенных построек от Низевого месторождения. В зоне рифообразования выявлены Речная структура, неоконтурный высо-

коамплитудный Южно—Речной антиклинальный перегиб, Мачанская и Западно-Мачанская структуры.

Отметим, что рифогенная толща в Тобышско-Нерицком нефтегазоносном районе вскрыта абсолютным большинством скважин только на небольшую глубину в верхней её части и является недостаточно изученной. Поэтому, для изучения ряда принципиальных проблем, связанных с формированием доманиковых рифов и их нефтеносностью, а также для уточнения скоростной характеристики разреза в проектных скважинах предусмотрено обязательное вскрытие подошвы доманика. При этом, необходимо учитывать, что подстилающий обломочный шлейф нижнедоманикового рифа в полосе барьерной зоны представляет ещё один перспективный, но абсолютно неизученный, объект поисков залежей нефти. Данный вывод подтверждается открытием залежи нефти в литологической ловушке у подножья Пашшорского рифового массива на Верхнегрубешорской площади. Таким образом, вскрытие доманиковых отложений на всю мощность весьма актуально как для достоверной оценки и прогноза нефтеносности всего рифогенного комплекса, так и для последующего размещения разведочных и добывающих скважин.

Кроме рифогенных объектов определенный нефтепоисковый интерес в Тобышско-Нерицком нефтегазоносном районе представляют фации заполнения межрифовых промоин песчаниками ветласянского возраста (Южно-Низевое), а также шлейфы в депрессионной части разреза (скв. 1—Ижма). Перспективы здесь также могут быть связаны с доманикоидными отложениями глубоководной части палеовпадины, подобно установленной нефтеносности в пределах Южно-Ошского, Возейского, Верхневозейского, Усинского, Леккеркского, Баганского, Верхнемакарихинского и Южно-Степковожского месторождений.

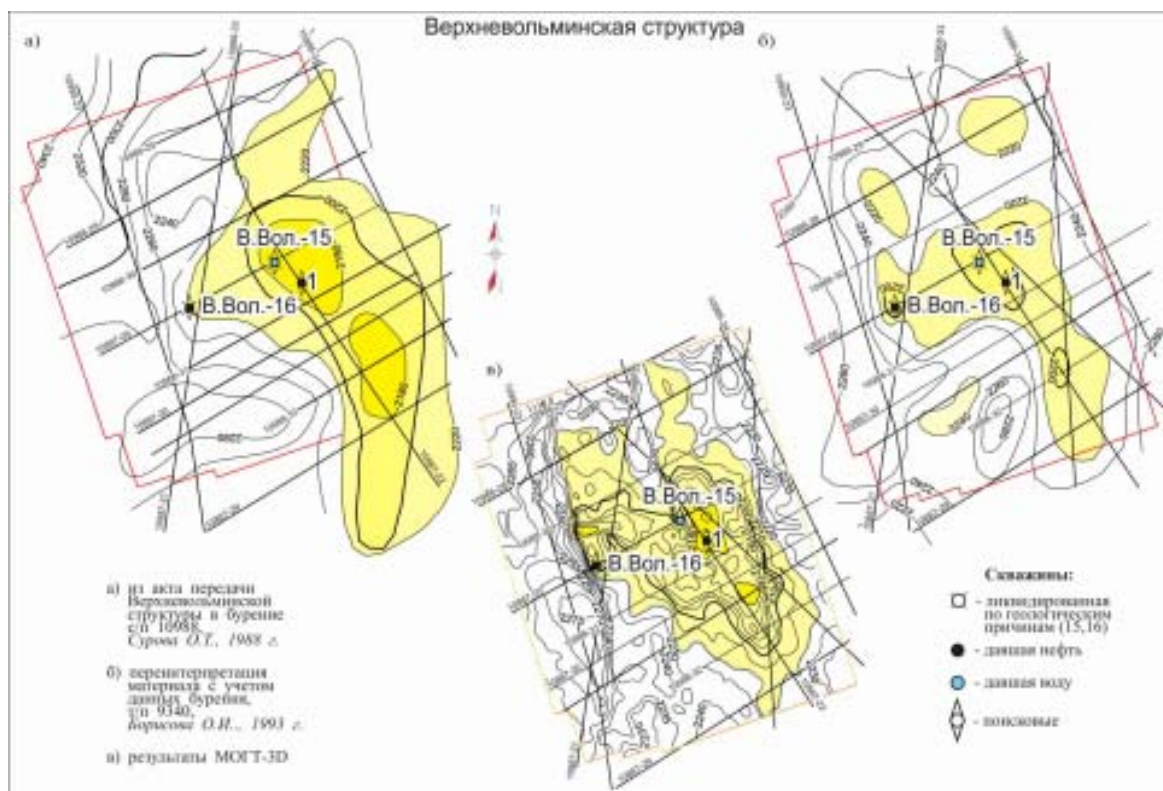


Рис. 5. Сопоставление структурных построений по кровле проницаемых карбонатов (ОГ III2) по результатам съемок 2D (а, б) и 3D (в)



ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ МАССИВОВ В ВЕРХНЕДЕВОНСКОМ КОМПЛЕКСЕ СРЕДНЕХАРЬЯГИНСКОГО И ИНЗЫРЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Е. В. Алфертьева

Ухтинский государственный технический университет,
Ухта; alfertieva@mail.ru

Ископаемые карбонатные массивы, главным образом, рифовые постройки, как возможные ловушки углеводородных флюидов, несколько последних десятилетий волнуют умы геологов-нефтяников. Карбонатным массивам посвящено огромное количество литературы. Во всём мире общепризнанна практическая значимость рифов.

При палеорекострукциях необходимо учитывать, что массив не что иное, а останец геологического прошлого. Изучение карбонатных массивов возможно при получении суммы признаков путём макро- и микроскопического исследования пород и содержащихся в них остатков флоры и фауны.

Сравнение карбонатных массивов разного возраста показывает, что самое существенное различие между ними заключается в сочетании и размещении карбонатных пород внутри них.

Территория Среднехарьягинского и Инзырейского месторождений приурочена к северному окончанию Харьягинского вала Колвинского мегавала. Месторождение находится на территории Харьяга-Усинского нефтегазоносного района Печоро-Колвинской нефтегазоносной области.

Карбонатные массивы Среднехарьягинского и Инзырейского месторождений состоят из вторичных и обломочных доломитов, органогенно-обломочных, сферово-сгустковых, сгустково-комковатых, строматолитовых, водорослевых и обломочных известняков. На изучаемой территории установлено три типа карбонатных массивов: рифовые массивы, мелководно-шельфовые массивы типа агглютигермов и отмельных построек.

Рифовые массивы Среднехарьягинской и Инзырейской площадей представляют собой сложные дифференцированные постройки, образование которых происходило в раннедоманиковом и позднедоманиковом время. Рифовые массивы на Среднехарьягинской площади были выделены по сейсморазведочным данным А. И. Ивановой и коллегами в 1981 году.

Изучение верхнедевонского комплекса Среднехарьягинской и Инзырейской площадей проводилось историко-геологическим методом, разработанным М. С. Швецовым (1938 г.), Р. Ф. Геккером (1941 г., 1957 г.), Н. М. Страховым (1948—1950 гг.), и в современном виде изложенный и дополненный С. В. Тихомировым (1967 г., 1968 г., 1972 г., 1980 г., 1988 г.).

К началу доманикового времени на Инзырейской площади (скв. 201, 203, 204, 205, 206, 208—Инзырейская, 251—Южно-Инзырейская) существовало палеоподнятия, представляющее собой остров с крутым южным и восточным, и более пологим северным и западным склонами. На южном и восточном склонах начали формироваться рифовые массивы [1]. Керном рифовые постройки на Среднехарьягинской и Инзырейской структурах не охарактеризованы, но хорошо выделяются по сейсморазведочным данным в виде аномальной записи типа «риф».

Рифовые массивы в северной части Печоро-Колвинского авлакогена хорошо охарактеризованы керном на Харьягинском и Пашшорском месторождениях. В рифовых массивах Харьягинского и Пашшорского месторождений гребень массива, составляющий с верхней частью склона ядро рифа, с течением времени сглаживался, вместо него формировался новый, более молодой, выдвигавшийся в сторону моря. На месте сглаженных гребней возникла зона рифового плато.

Таким образом, образовались сложные рифовые толщи, сформированные серией органогенных построек. Ядра последних в этих массивах полностью доломитизированы и представлены вторичными доломитами. В фациях склона Харьягинского и Пашшорского рифов установлены органогенно-обломочные известняки. Обломочная часть в них представлена гранулированными обломками рифостроителей. Рифостроителями являются строматопороидеи, сине-зеленые водоросли — ренальцис, эпифитон, гирванелла и багряные водоросли [2].

Изучаемые рифовые массивы состоят из двух органогенных построек раннедоманикового и позднедоманикового возраста. Формирование Среднехарьягинских рифовых массивов происходило в трансгрессивные стадии семилукского этапа развития бассейна седиментации.

Рифовые массивы на Среднехарьягинской и Инзырейской площадях разделены межрифовыми фациями, установленными в скв. 30, 31, 140, 143, 145, 146—Среднехарьягинская.

В ветлясанское время рифовые массивы на Среднехарьягинской и Инзырейской площадях размывались.

Мелководно-шельфовые карбонатные массивы, связанные с перекрывающими рифогенные массивы отложениями, представляют собой *агглютигермы*. Эти массивы установлены в скв. 27, 28, 141, 142, 144—Среднехарьягинская и скв. 253—Южно-Инзырейская. Агглютигермы достаточно полно охарактеризованы керном.

В трансгрессивные стадии раннесирачойского и позднезирачойского ритмов над рифовыми массивами доманикового возраста на Среднехарьягинском и Южно-Инзырейском месторождениях формировались карбонатные постройки типа агглютигермов.

В регрессивную стадию раннесирачойского осадочного ритма эта постройка частично размывалась.

По каротажной и литологической характеристикам горизонт подразделяется на два подгоризонта.

Нижний подгоризонт (м. — 120—125 м) по керну в скв. 27—Среднехарьягинской (долб. 30—33, инт. 3514—3560 м) представлен карбонатной толщей и сло-

жен известняками желтовато-серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми, сгустково-комковатыми, неравномерно перекристаллизованными, доломитизированными и сульфатизированными, со строматопоратами, водорослями. Прослоями известняки переходят во вторичные доломиты. Породы участками выщелочены, пористо-кавернозные. В кровле нижнесирачойского подгоризонта (долб. 30, инт. 3514—3520 м, слой 2) известняки окрашены в красно-коричневые цвета, сильно ожелезнены. Наличие красноцветных пород свидетельствует о перерыве в осадконакоплении.

Верхнесирачойский подгоризонт (м. — до 110 м) подразделён на три толщи: нижняя — толщина обломочных известняков, средняя — сферово-сгустково-комковатых известняков, верхняя — глинистая.

Нижняя толща (м. — 10—12 м) сложена известняками серыми и коричневато-серыми, обломочными, в значительной степени перекристаллизованными.

Средняя толща (м. — около 70 м) представлена преимущественно сферово-сгустково-комковатыми разностями известняков. Породы палево-серые и желтовато-серые, неравномерно перекристаллизованные, кальцитизированные, с узорчатой текстурой, с мелкими строматолитами и немногочисленными онколитами, прослоями строматолитовые, с амфипорами.

Верхняя глинистая толща (м. — до 15 м) представляет собой покрывку. Судя по керну, она сложена (скв. 27—Среднехарьгагинская, долб. 12—14, инт. 3030—3064 м) аргиллитами серовато-зелеными, известковистыми, алевролитистыми, тонкоплитчатыми, с прослоями известняков тонкозернистых, глинистых, алевролитистых, нечётко горизонтально-слоистых.

Мощность таких карбонатных построек составляет 120 м.

Отдельные карбонатные массивы установлены на Инзырейском поднятии (скв. 201, 203, 204, 205, 206, 208—Инзырейская) и в скв. 251—Южно-Инзырейская. В строении отдельных массивов принимают участие отложения раннесирачойского и позднесирачойского возраста.

В скв. 204-Инзырейская из основания верхнедевонского комплекса М. Н. Москаленко в интервал 4090—4098 м определены сирачойские остракоды следующих

видов: *Fellerites sp. ind.*, *Knoxiella cf. ischimensis Pol.*, *Bairdia ex gr. quasisymmetrical Eg.*, *Bekenella sp. ind.*, *Samarella aff. corpulenta Rozhd.*, *Rectella elegans (Pol.)*, а Л. Г. Раскатовой в интервале 4092—4100 м определен сирачойский комплекс спор: *Cristatisporites speciosus (Naum.) Nazar. et M. Rask.*, *C. deliquescens (Naum.) Archang.*, *Archaeoperisaccus menneri Naum.*, *A. concinnus Naum.*, *A. ovalis Naum.*, *A. mirus Naum.*, *Verrucosisporites grumosus (Naum.) Obuch.*, *V. evlanensis (Naum.) Obuch.*, *V. crassatus (Naum.) Obuch.*

В скв. 251—Южно-Инзырейская (долб. 7—9, инт. 3639—3665 м) из верхней части сирачойского горизонта Т. Г. Обуховской определены комплексы спор сирачойского возраста: *Geminospora rugosa (Naum.)*, *Cristatitriteles deliquescens (Naum.)*, *Archaeozonotriteles zariabilis Naum.*, *Ancyrospora sp. A.*, *Lophozonotriteles gibberulus Naum.*, *Hymenozonotriteles eximius Naum.*

Таким образом, палеонтологически, палинологически и по данным корреляции установлено, что на Инзырейском поднятии в верхнедевонском комплексе отсутствуют доманиковский, ветласянский горизонты и, вероятно, нижняя часть нижнесирачойского подгоризонта. На существовавшем поднятии формировались отдельные отложения сирачойского возраста.

Керном отдельные карбонатные массивы охарактеризованы в скв. 251—Южно-Инзырейская (долб. 7—9, инт. 3639—3665 м) и представлены известняками с прослоями алевролитов и доломитами. Известняки серые, серовато-зеленые, участками вишневые, обломочные, неравномерно глинистые, местами неясно сгустковые, с прослоями алевролитов вишневых, неравномерно глинистых. Доломиты светло-серые, со слабым коричневатым оттенком, разномзернистые, реликтовое-органогенные. Мощность отдельных построек составляет 100—120 м.

Литература

1. Пармузина Л. В. Описание, расчленение и корреляция разрезов верхнедевонского комплекса Тимано-Печорской провинции. Санкт-Петербург: Недра, 2005. 200 с.
2. Пармузина Л. В. Верхнедевонский комплекс Тимано-Печорской провинции (строение, условия образования и закономерности размещения коллекторов и нефтегазоносность). Санкт-Петербург: Недра, 2007. 151 с.



НЕФТЕГАЗОВЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ТОЛЩ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ РИФОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ТЕРМИЧЕСКАЯ ЗРЕЛОСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Л. А. Анищенко, С. С. Клименко

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

Нефтегазовый потенциал пород формируется в диagenезе, зависит от количества, состава ОВ и литолого-фациальных условий осадконакопления. В мировой практике геологических и научно-исследовательских работ принято выделять классы нефтегазоматеринских пород по количеству $C_{\text{орг}}$ (%) и пиролитическим показателям (S_1 , S_2 , HI, OI, SS_1+S_2 и т.д.), которые учитывают УВ, содержащиеся в породе ($S_1 = \text{мгУВ/г породы}$) и пиролитические УВ ($S_2 = \text{мгУВ/г породы}$), позволяют определить оставшийся нефтегазовый потенциал пород (HI = $\text{мгУВ/г } C_{\text{орг}}$) и тип ОВ (I и II типы OI < 30 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$; III и IV типы OI > 100 мг $\text{CO}_2/\text{г } C_{\text{орг}}$). Согласно классификации Тиссо-Вельте [8], выделено семь классов НГМП. К бедным и очень бедным НГМП отнесены породы с содержанием $C_{\text{орг}} < 0.5\%$; в классе средних НГМП $C_{\text{орг}}$ от 0.5 до 1%, в классе богатых и очень богатых НГМП $C_{\text{орг}}$ 1–3% и > 3% соответственно. К супер-богатым отнесены породы, содержащие более 10% органического углерода и горючие сланцы ($C_{\text{орг}} > 20\%$). В нашей стране, кроме количественной классификации, широко используются скорее качественные определения. В частности, широко применяется термин доманикиты.

К доманикитам относятся тонкозернистые, тонкоплитчатые, черные и темно-бурые породы, содержащие от 8 до 20% преимущественно сапропелевого органического вещества [6]. Как видно, доманикиты охватывают очень широкий концентрационный интервал, включают различные классы углеродистых пород. Поэтому при описании нефтегазового потенциала пород логичнее принять строгую количественную градацию.

Сделана попытка оценить нефтегазоматеринский потенциал различных пород и латеральную их распространенность. Общие сведения о свойствах нефтегазоматеринских пород (НГМП) выделенных классов приведены в таблице.

К очень бедным и бедным НГМП относятся органогенные известняки и доломиты рифовых построек и скоплений ракушняков и терригенные и глинисто-карбонатные породы прибрежной приливно-отливной области осадконакопления. Низкие концентрации $C_{\text{орг}}$ выявлены в рифогенных известняках во всех зонах рифообразования:

- в Предуральском прогибе (Зап. Вуктыл 1, D_{3f_2} —fm, $C_{\text{орг}} < 0.2\%$; Лебяжская 1, D_{3f_2} —fm, $C_{\text{орг}} < 0.5\%$);
- в Хорейверской впадине (Сандивей 3, D_{3f_2} , $C_{\text{орг}} 0.37\%$, Ардалинская № 22, D_{3f_2} —fm, $C_{\text{орг}} 0.16$ —0.4);

- в Ижма-Печорской впадине (Расью D_{3f_2} , $C_{\text{орг}} 0.2\%$; Турышевская 1: D_{3f_2} , $C_{\text{орг}} 0.28\%$).

Как правило, в карбонатных и терригенных породах бедного потенциала много содержится окисленного (IV тип) ОВ, который хорошо фиксируется в шлифах (черный, нелюминисцирующий детрит) и очень высоким значением пиролитического индекса OI (больше 50 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$).

Средние НГМП ($C_{\text{орг}} 0.5$ —1) прослеживаются в межрифовых зонах накопления карбонатов (Сев. Хоседаю № 10, D_{3f_2} —fm, $C_{\text{орг}} 0.6$ —1.1; Вост. Колва № 51, D_{3f_2} , $C_{\text{орг}} 0.61\%$; Оленья № 15, $C_{\text{орг}} 0.6\%$). Кроме того, выявлены в тыловой зоне рифовых барьеров в глинисто-карбонатных отложениях мелководно-шельфовой обстановки осадконакопления (Вост. Ванейвис № 1, $C_{\text{орг}} 1\%$; Низевая № 3, $C_{\text{орг}} 0.6\%$). Органическое вещество в породах этих зон представлено реликтами зоо- и фитопланктона (I—II типы ОВ), детритными компонентами гумусового материала (в основном III тип). Окисленные разности ОВ отмечаются в детрите бурой люминисценцией. О смешанном составе ОВ (I—II > III) свидетельствует повышение величины водородного индекса (HI) до 300—400 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$ и состав битумоидов. В них сокращается содержание смолисто-асфальтеновых компонентов, в метано-нафтеновой фракции наблюдается преобладание средних и высокомолекулярных нормальных алканов.

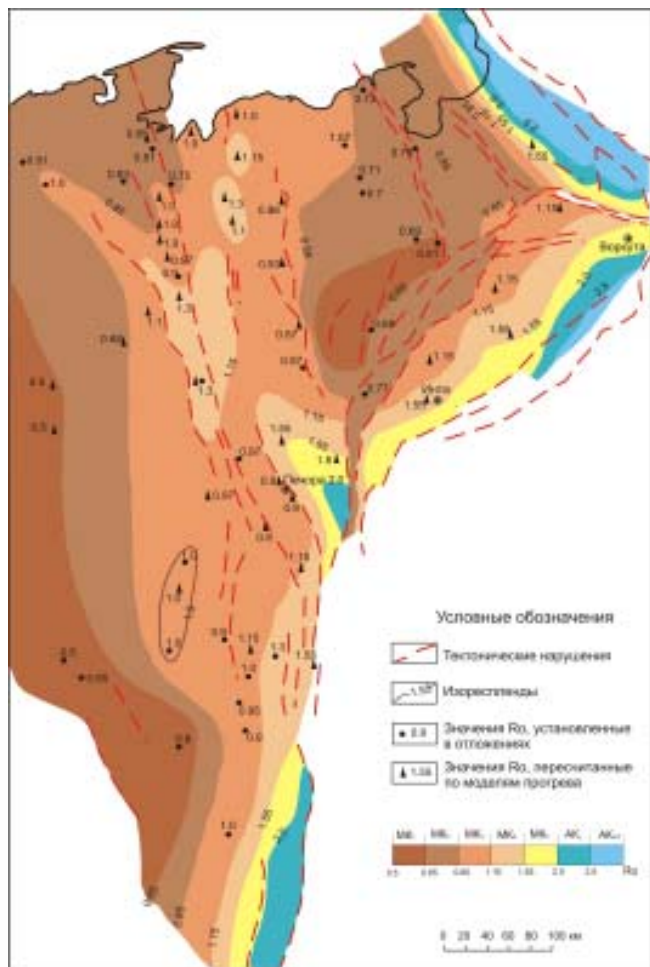
Богатые, очень богатые НГМП и горючие сланцы связаны с депрессионными зарифовыми зонами, в которых накапливались в основном глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатно-кремнисто-глинистые осадки. Богатые карбонатно-глинистые НГМП выявлены на достаточно большой территории в Ижма-Печорской, Хорейверской впадинах, в Печоро-Колвинском авлакогене, в южной части Предуральского прогиба. Содержание $C_{\text{орг}}$ в мергелях достигает 3%. Органическое вещество смешанного состава (I—II—III типа) с преобладанием споро-водородных компонентов. Значение водородного индекса повышается до 550 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$. В метано-нафтеновой фракции битумоидов наблюдается высокий концентрационный уровень среднемолекулярных n-алканов и преобладание нечетных n-алканов в широком ряду от nC_{15} до nC_{27} .

Очень богатые НГМП и горючие сланцы не имеют столь широкого распространения. Они связаны с более глубоководными впадинами или рифового типа (Кол-

Таблица

Характеристика классов нефтегазоматеринских пород рифогенных комплексов верхнего девона

Классы НГМП	$C_{\text{орг}}$ %	HI, мг УВ/г $C_{\text{орг}}$	S_1+S_2 , мг УВ/г породы	Типы ОВ	Зоны осадконакопления
очень бедные	<0.3	<150	<3	I—IV	Рифогенные, межрифовые, приливо-отливные, мелководные
бедные	<0.5	<150	<3	I—IV	Рифогенные, межрифовые, приливо-отливные, мелководные
средние	0.5—1	<300	3—5	I—II—III—IV	Межрифовые, тыловые, шельфовые, мелководно-лагунные
средне-богатые	0.5—1.5	250—400	3—5	I—II—III	Межрифовые, тыловые, шельфовые, мелководно-лагунные
Богатые	1—3	300—550	6—20	I—II—III—IV	Мелководно-депрессионные
Очень богатые	3—10	400—800	>20	II—III	Относительно глубоководные депрессионные
Супер богатые	>10	700—900	>30	I	- II -
Горючесланцевые	>20	600—900	>50	I—II	- II -



Карта катагенетической преобразованности органического вещества пород доманиковых отложений. Составили: Л. А. Анищенко, С. С. Клименко

винский авлакоген) или впадинами, ограниченными крупными барьерными рифами, валами и крупными рифовыми образованиями (островами?). К последнему типу можно отнести Ухто-Ижемскую доманиковую впадину и вероятно, Шарью-Заостренскую впадину в Предуральском прогибе. Здесь накапливалось в основном, сапропелевое водорослевое ОВ в кремнисто-глинистых осадках. Породы обладают очень высоким углеводородным потенциалом. Водородный индекс повышается до 800—900 мг УВ на 1 грамм $C_{орг}$, что свидетельствует о полном преобладании липидного ОВ.

Суммарный выход УВ при пиролизе достигает 50—80 мг УВ/г породы (р. Ухта $D_{3sm} C_{орг}$ 8—20 %, НИ 450—800 мг УВ/г $C_{орг}$, $S_1+S_2 > 50$ мг УВ; р. Шарью $D_{3sm} C_{орг}$ 8—29 %, НИ 550—700 мг УВ/г $C_{орг}$, S_1+S_2 85 мг УВ; Харьяга, скв. 100, 3360—3382 м, $D_{3sm} C_{орг}$ 6—8.5 %, НИ 509—600 мг УВ/г $C_{орг}$, S_1+S_2 30—55 мг УВ). Битумоиды характеризуются высоким содержанием метано-нафтеновых фракций, преобладанием нормальных алканов, нечетных nC_{15} и nC_{17} , высокой долей изопреноидов.

Нефтегазовый потенциал толщ рифогенных верхнедевонских комплексов по площади их распространения имеет разный уровень реализации. Уровень термического преобразования (зрелости) ОВ по площади неодинаковый. Оценка термической зрелости ОВ доманиковых толщ проведена на основе данных оптических исследований по величине отражательной способности витри-

нита и псевдовитринита (R_o), пиролитических и химико-битуминологических исследований. Согласно градации катагенеза ОВ (Амосов, Вассоевич, Лопатин, Тиссо, Вельте и др.) выделены следующие зоны стадийного преобразования ОВ:

1. Зона стадии главной фазы нефтеобразования (ГФН или «нефтяное окно») R_o 0.5—1.3 %: с зоной начального этапа нефтеобразования R_o 0.5—0.65 (МК₁); зоной среднего этапа нефтеобразования R_o 0.7—0.1 % (МК₂—МК₃); зоной конечного этапа нефтеобразования R_o 1.0—1.3 % (конец МК₃ — начало МК₄);
2. Зона стадии образования жирного газа и газоконденсата R_o 1.3—2.0 % (МК₄—МК₅);
3. Зона метанового газа $R_o > 2.0$ % (АК)

Изменение степени катагенетического преобразования и распространение зон катагенеза показано на рисунке.

Зоны начального этапа нефтеобразования выявлены в западной Притиманской области и в пределах центральной части Хорейверской впадины. Зона среднего этапа имеет наибольшее развитие. Она занимает почти всю территорию Ижма-Печорской синеклизы, Хорейверской впадины, часть территории авлакогена и Предуральского прогиба. Зона конечных этапов нефтеобразования имеет ограниченное распространение в пределах Печоро-Колвинского авлакогена и региональное развитие в пределах краевого прогиба. Зона генерации жирных газов и газоконденсатов приурочена к внутреннему борту краевого прогиба. В пределах надвиговой структурной зоны Урала (р. Кожим) ОВ доманиковых толщ практически реализовало свой углеводородный потенциал.

Таким образом, нефтематеринский потенциал и степень его реализации по площади развития рифогенных комплексов верхнего девона неодинаковы, зона развития богатых и очень богатых нефтегазоматеринских пород имеет ограниченное распространение, отличается специфическими морфологическими и геохимическими условиями осадконакопления.

Литература

1. Амосов И. И., Тан Сюи. Стадии изменения углей и парагенетические отношения горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 117 с.
2. Беляева Н. В., Корзун А. Л., Петрова Л. В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров). СПб: Наука, 1998. 154 с.
3. Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. Л.: Гостехиздат, 1957. С. 156—176.
4. Главная фаза нефтеобразования // Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В. и др. Вестник МГУ, 1969. № 6. С. 3—27.
5. Закономерности строения осадочного чехла Тимано-Печорской плиты // Ларионова З. В., Галкина Л. В., Ермакова О. Л. и др. Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2001 № 5. С. 9—8.
6. Словарь по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. 679 с.
7. Никонов Н. И., Богацкий В. И., Мартынов А. В. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт. Ухта, 2000. 64 с.
8. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.



ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ВУКТЫЛЬСКОГО АВТОХТОНА

Т. В. Антоновская, Ю. В. Кочкина, Е. А. Кудашкина

Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Ухта

Вуктыльская площадь в тектоническом отношении приурочена к внутреннему борту Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба, в нефтегазогеологическом — к Вуктыльскому нефтегазоносному району Северо-Предуральской нефтегазоносной области.

Одноимённая структура имеет сложное аллохтон-автохтонное строение. К аллохтону приурочено крупное Вуктыльское нефтегазоконденсатное месторождение с этажом нефтегазоносности более 1300 м, открытое в 1964 г. поисковой скв. 2—В (Вуктыльская), в которой был получен мощный приток газа дебитом около 100 тыс. м³/сут из нижнеартинских отложений. Автохтон исследовался попутно с разработкой основного месторождения; его продуктивность доказана скв. 38—В, из фаменских отложений которой в 1975 г. на глубине 5091.7 м был получен промышленный приток конденсатного газа при аномально высоком пластовом давлении (АВПД). При исследовании ордовикско-пермских отложений автохтона интерес привлёк разнофациальный среднефаменско-турнейский комплекс пород [2] (рис. 1), включающий неантиклинальные ловушки как в шельфовых, так и в органогенных образованиях [3].

В данной работе исследованы рифогенные отложения, слагающие органогенные постройки, возникновение которых тесно связано с тектоническими особенностями развития района. Органогенные массивы формировались в западной части исследуемого района на бровке субмеридионально расположенной ступени, меняющей своё направление между скв. 38—В и 44—В на северо-восточное (рис. 2). Выделяются южный (скв. 228—В, 42—В) и северный (скв. 210—СВ

(Северо-Вуктыльская), 212—СВ, 214—СВ — 216—СВ) массивы, согласно данным бурения и сейсморазведки в интерпретации З. А. Блискун (1987 г.) и Н. В. Коршуновой (1988 г.). Восточные склоны южного массива по сейсморазведочным данным предполагаются в районе недобуренных до них скв. 227—В, 39—В, 59—В (рис. 2); продолжение северного — в районе скв. 44—В, также не добуренной до него. Наиболее полно изучен северный массив.

Рифогенные отложения трактуются неоднозначно специалистами-геологами, изучающими рифы и биогермы. По результатам исследований Н. В. Беляевой карбонатные постройки относятся к фации «риф» [3]. В. Н. Тихий оценивает данные сооружения как «водорослевые холмы» [4]. А. И. Антошкина характеризует органогенные массивы как «микробиальные обрамления карбонатных банок» или «микробиальные холмы» [1].

Литологический состав органогенных сооружений. По данным керна (69 долблений в семи скважинах) и ГИС разрез представлен известняками органогенными, в центральной и нижней частях — с прослоями доломитов. Известняки, слагающие органогенную постройку, сферово-узурчатые, водорослевые, ступковомкомковатые, микро-мелкозернистые, прослоями заглинизированные, сильно перекристаллизованные, местами доломитизированные, участками мелкообломочные, с различными сферами, трубчатыми водорослями, остракодами. Встречаются прослои оолитовых известняков с кальцитовым спаритовым цементом. В мелкообломочных известняках обломки незначительных размеров, реже крупные окатанные, сложены тонкодетритовым глинистым известняком, сцементированы прозрачным кальцитом. Поры до 10 x 5 мм выполнены мелко-крупнокристаллическим кальцитом. В породе присутствует обилие харофитовых водорослей, однокамерные и многокамерные фораминиферы, остракоды, гастроподы, мутовчатые сифонии. Прослоями известняки органогенно-обломочные, состоят из комков и ступков водорослевого известняка и органогенных обломков в карбонатном цементе. Сутурные швы редки, открытых пор и трещин не наблюдается. Встречаются гнёзда, короткие (до 1.5 см) и более про-



Рис. 1. Субширотный литолого-фациальный профиль верхнедевонско-турнейских отложений через центральную часть Верхнепечорской впадины (по: [2]).

Условные обозначения: фации: прибрежно-морские терригенные (1), мелководно-шельфовые карбонатные (2), карбонатного обломочного шлейфа (3), рифогенные (4), аккумулятивной террасы (5), некомпенсированных депрессий (доманикоидные) (6); границы: стратиграфические (7), фациальные (8), тектонические нарушения (9), скважины (10)

тяжённые трещины и стилолитовые швы, преимущественно горизонтальные, открытые и залеченными кальцитом, а также глинисто-битуминозным веществом. В кровле северного массива выделяется тонкий прослой с многочисленными мелкими включениями кремня скв. 212—СВ (долб. 35, сл. 2).

Литологический состав коллекторов. Проницаемые интервалы, образующие не связанные друг с другом линзы в толще карбонатного массива, что доказано результатами опробования; сложены доломитами вторичными, образованными по сферово-узорчатым водорослевым и комковато-сгустковым известнякам [2, 3]. Доломиты светло-серые со слабым буроватым оттенком, мелкокристаллические, участками скрытокристаллические, с гнёздами сульфатов в скв. 212—СВ (долб. 45), сильно мелкокавернозные, массивные, крепкие, участками рыхлые, с обилием (до 7.6 %) пор, как открытых, так и залеченных ангидритом. Аутигенный кварц иногда замещает ангидриты. Присутствуют стяжения пирита по органическим остаткам. Не исключено, что коллекторы южного массива имеют аналогичный состав, потому что первичные условия осадконакопления и формирования органогенных тел были идентичными, судя по палеопостроениям, составу слагающих отложений и фауне.

Литологический состав флюидоупоров. В плохопроницаемых интервалах в толще органогенного массива преобладают известняки тонкоплитчатые, с плёнками кальцита по напластованию, прослоями сильноглинистые. В пределах органогенной постройки присутствие заглинизированных прослоев несколько смущает при первом приближении исследования. Анализируя современные разрезы водорослевых органогенных образований, например, в прибрежных зонах Норвежской акватории, периодически затопляемых морем, и как следствие, покрывающихся глинистым веществом, наличие слоистости в исследуемых органогенных постройках Вуктыльского автохтона, чётко видимой по результатам ГИС, можно объяснить.

Мощность и текстура пород в массивах. Мощности северной органогенной постройки по данным скв. 212—СВ — 628 м, южной (скв. 228—В) — более 437 м (вскрытая мощность массива). Наслоение пород в центральной части северного массива горизонтальное, но к основанию угол напластования составляет 15 градусов (скв. 212—СВ, долб. 51). В основании и средней части данного массива наблюдаются прослои с неокатанными крупными водорослевыми обломками (скв. 212—СВ, долб. 49, 52), сцементированными микро-тонкозернистым глинисто-битуминозным материалом.

Возраст органогенных построек. Среднефаменский возраст пород определён в скв. 42—В, 210—СВ, 212—СВ, 215—СВ, 216—СВ по конодонтам, остракодам, брахиоподам и фораминиферам специалистами Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ТПО «ВНИГРИ» (ныне ТП НИЦ), УкрНИГРИ, КамНИИКИГС, ВНИГНИ в 1976—2004 гг. Конодонты определяли А. С. Алексеев, Е. В. Зверева и А. В. Кузьмин; остракоды — К. Я. Гуревич, Н. О. Иванова, М. Носкова, А. Пранскевичус и Н. Фокин; брахиоподы — Н. В. Калашников, А. И. Першина и Ю. А. Юдина;

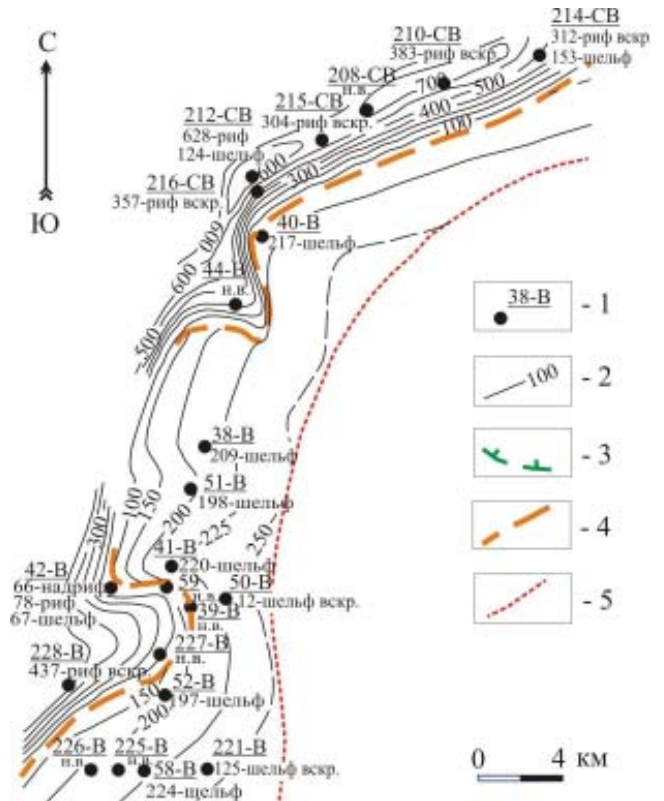


Рис. 2. Карта изобаит среднефаменских отложений Вуктыльского автохтона. Условные обозначения: 1 — номер скважины; 2 — изобаиты, м; 3 — линия размыва; 4 — границы органогенных массивов; 5 — линия надвига

фораминиферы и водоросли — Н. Н. Акулова, А. В. Дуркина, П. К. Костыгова, В. И. Курилин, Э. К. Сташкова и В. А. Чермных; споры — Т. В. Бывшева, Т. В. Стукова (по фондовым и опубликованным данным Т. Г. Гринько, 1989, 1992 гг.; Н. В. Беляевой, 1988, 1992, 1998 гг.). В обломках определены также конодонты глубоководных фаций елецкого горизонта (долб. 47, 49), что позволяет предположить размыв и разрушение выведенных на поверхность франско-нижнефаменских отложений, находящихся в непосредственной близости от постройки (рис. 2). Проведённая детальная стратиграфическая корреляция разреза показывает отсутствие в южной части района работ верхнефранских и нижнефаменских отложений в скв. 41—В, 52—В, 58—В. Не исключено, что снос материала происходил именно с данных участков.

Промышленный интерес к линзовидным телам. В северном массиве линзовидные тела, вмещающие углеводородные флюиды, тяготеют к его кровельной и центральной части. Участками наблюдается чередование линз, насыщенных углеводородами и пластовой водой (скв. 212—СВ). В основании массива в скв. 212—СВ (долб. 50, 51) в известняках ощущается запах сероводорода, косвенно свидетельствующий о разрушенной углеводородной залежи. Линзы южного массива по данным опробования скв. 228—В, обводнены; лишь на его восточном склоне в скв. 42—В выделена линза, насыщенная конденсатным газом.

Вывод: в среднефаменских отложениях Вуктыльского автохтона выделяются северный и южный органогенные массивы мощностью более 600 м, сложенные преимущественно известняками водорослевыми, сфе-



рово-узурчатými, прослоями — вторичными доломитами, участками рыхлыми, пористыми. Доломиты являются коллекторами, тяготеют к центральной и верхней части массивов, а также к их склонам, образуя линзовидные ловушки, литологически органические со всех сторон плохопроницаемыми известняками. Коллекторы насыщены пластовыми флюидами. Результаты опробования показали, что линзы не связаны друг с другом, являются отдельными геологическими телами в толще органогенных массивов, что ещё раз подтверждает водорослевую, а не коралловую природу исследуемых построек.

Литература

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области) Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
2. Беляева Н. В., Корзун А. Л., Сташкова Э. К., Гринько Т. Г. Модель строения верхнедевонско-турнейского комплекса отложений на севере Верхнепечорской впадины. Сыктывкар: 1992. 16 с. (Серия препринтов Коми НЦ УрО РАН «Научные рекомендации — народному хозяйству», Вып. 43).
3. Беляева Н.В., Корзун А.Л., Петрова Л.В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров). СПб.: Наука, 1998. 154 с.
4. Тихий В.Н. О природе девонских карбонатных массивов в бассейне Печоры // Сов. геол., 1984, № 6. С. 57—64.

ВЛИЯНИЕ ДРЕВНЕГО РАЗЛОМА НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛИВЕНСКОГО БАРЬЕРНОГО РИФА ЛЕМЬЮСКОЙ СТУПЕНИ ИЖМА-ПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Т. В. Антоновская

Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Ухта

Район исследований расположен в северо-западной части Лемъюской ступени Ижма-Печорской впадины, охватывает Нерцовскую, Аресскую, Ираэль-Сотчемью-Тальйюскую группу месторождений нефти, каждое из которых приурочено к положительным структурам фаменского возраста, образованным над евлановским и ливенским барьерными рифовыми комплексами северо-восточного простирания. Для уточнения распространения и природы образования верхнедевонских рифов было выполнено большое количество исследований, как сейсмостратиграфических [2], так и литолого-фациальных [3].

В данной работе представлена история развития ливенского барьерного рифового комплекса, сложенного коралловыми рифами, растущими на бровке протяжённой ступени северо-восточного простирания. Формирование их происходило в конце франского века в ливенское время. В фаменском веке мощные рифовые массивы были выведены под размыв отступающим морским бассейном и разрушались всё волгоградское, раннезадонское и начало познезадонского времени (по данным ТПНИЦ волгоградский горизонт и нижнезадонский подгоризонт представлены как единый волгоградский, а верхнезадонский подгоризонт принят как единый задонский), что нашло отражение как в составе отложений, так и в мощности стратиграфических подразделений по ряду исследуемых скважин (см. рисунок).

Граница ступени, на которой росли рифогенные образования, фиксируется сейсморазведкой нечётко из-за незначительной амплитуды вертикального смещения (до 20 м) и небольшого наклона слоёв (менее 5 градусов). Искомая граница подтверждена автором по данным бурения, керна и ГИС, в результате общей и детальной корреляции разреза скв. 1 (Ираэльская), 12 (Северо-Ираэльская), 50 (Северно-Ираэльская), анализа состава и мощности стратиграфических подразделений, палеорекострукциям. Выяснилось, что между скв. 50 и 1 существует древний глубинный разлом северо-восточного простирания, контролирующий распространение ливенского барьерного рифа. Этот разлом сыграл решающую роль в развитии данного участка осадочного чехла, периодически активизируясь и влияя на рельеф дна морского бассейна и уровень воды в океане. Разлом разделил участок земной коры на два блока: северо-западный (скв. 12, 50) и юго-восточный (скв. 1), смещающиеся друг относительно друга в периоды тектонической активности региона. В начале среднедевон-

ского времени на завершающей стадии каледонского геотектонического цикла оба блока были подняты выше уровня моря и отложения среднего девона на данном участке накапливались. Весь среднедевонский интервал времени происходило разрушение карбонатных массивов позднесилурийско-раннедевонского возраста. Разрушенный материал сносился в океан, накапливаясь в виде обломочных и глинистых образований, в зависимости от скорости океанических течений, рельефа дна бассейна и многих других палеогеографических факторов.

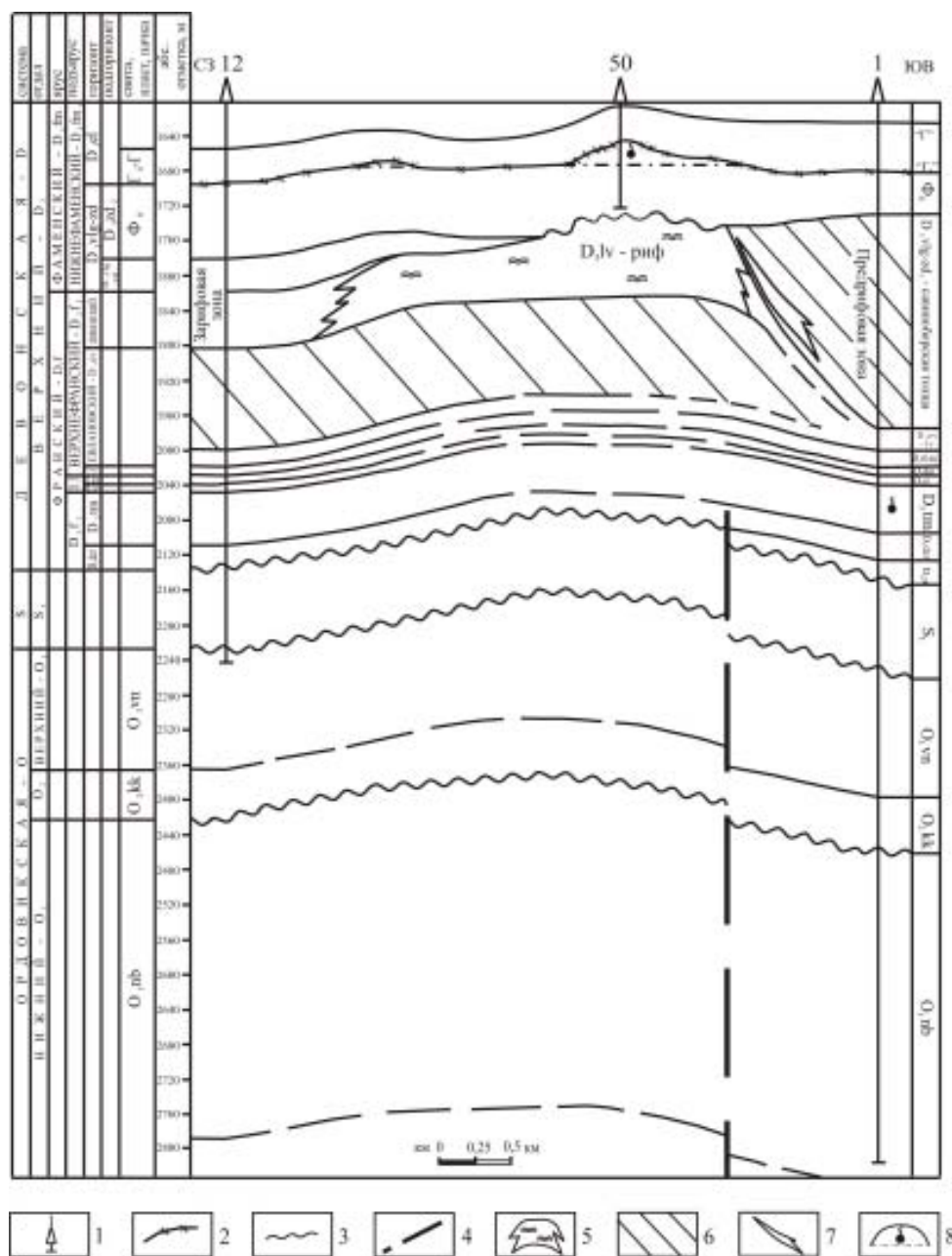
Впервые в палеозое разлом проявил себя в яранское время, по нему произошло опускание юго-восточного блока, где накопились яранские отложения (скв. 1), отсутствующие на северо-западном блоке (скв. 12). На границе блоков образовалась ступень, где проходила прибрежная линия. Северо-западный блок был ещё сухой, а юго-восточный блок покрыт мелководным морем, в котором в течение яранского времени накапливались кварцевые пески, переслаивающиеся выше по разрезу с чёрными глинистыми осадками, преобразовавшиеся позднее в песчаники кварцевые с прослоями чёрной аргиллитоподобной глины, что свидетельствует о постепенном углублении бассейна.

В джъерское время морской бассейн продолжал наступать с юго-востока, выше уровня воды оказался и северо-западный блок, где накапливались песчано-глинистые образования с примесью туфогенного материала, что свидетельствует о близости прибрежной зоны и активной вулканической деятельности.

В тиманское время, в процессе продолжающегося наступления морского бассейна, на северо-западном блоке преобладало развитие глинистых образований, характерных для глубоководного режима осадконакопления. На юго-восточном блоке среди тиманских глин, аргиллитов, алевролитов, туфо-алевролитов глинистых и туфопелитов встречаются прослой кварцевых нефтенасыщенных песчаников, что наводит на мысль о расположении данного блока на более высоком гипсометрическом уровне относи-

тельно северо-западного. Активные морские течения оказались способными «намыть» песчаные линзы в пределах юго-восточного блока. Следовательно, по разлому в течение раннефранского времени происходил медленный подъём юго-восточного блока. О его активности можно судить по составу тиманских отложений, изобилующих туфогенным материалом. Хотя данный блок продолжал находиться ниже уровня моря, всё же на его дне среди глинистых отложений образовались песчаные линзы северо-западного падения, впоследствии насыщенные нефтью (скв. 1). Глубинный разлом затухает в основании джъерских отложений. Ступень, образованная им, сnivelирована джъерскими и более молодыми осадочными породами.

Среднефранское и ветляянско-сирачайское время знаменуют собой наиболее спокойное осадконакопление в глубоководной зоне с восстановительными усло-



Геологический разрез по линии скважин 12-50-1 в районе Ираёльской площади.
Условные обозначения: 1 — скважина; 2 — отражающий горизонт ПП₀; 3 — стратиграфический перерыв; 4 — глубинный разлом; 5 — риф; 6 — толща заполнения; 7 — органогенно-обломочные шлейфы; 8 — залежь нефти



виями, с затруднённым доступом кислорода в толщу воды и придонные осадки — это максимум франской трансгрессии. Известняково-глинистые отложения с прослоями алевролитов саргаевского горизонта и отсутствие туфогенного материала свидетельствуют о прекращении активности глубинного разлома в среднефранское время.

К середине позднего франа (евлановское время) нижняя часть евлановского разреза в скв. 12 представлена депрессионными отложениями, что связано с евлановским рифом, развивающимся в это время северо-западнее данной скважины, которая попала в предрифтовую зону евлановского рифа. Средняя часть разреза в скв. 12 характеризует толщу заполнения евлановского рифа. К концу евлановского времени бассейн становится мелководным на всём северо-западном блоке из-за относительно быстрого погружения юго-восточного блока, вынудившего океану сместиться к юго-востоку, в гипсометрически наиболее низкие участки рельефа дна бассейна. Следовательно, глубинный разлом активизировался в очередной раз в конце евлановского времени, по которому северо-западный блок был приподнят относительно юго-восточного. Ступень между блоками выражена в рельефе дна бассейна довольно чётко. По ней наблюдается граница между мелководьем и глубоководьем. Ливенского рифа ещё не существовало, но были созданы предпосылки к его развитию — ступень между блоками. Бровка ступени северо-западного блока максимально приближена к поверхности воды и толща морской воды насквозь прогревалась солнечными лучами. Тёплая морская вода нормальной солёности способствовала быстрому росту и размножению коралловых полипов и одноклеточных водорослей зооксантелл, тесное содружество которых необходимо для нормального роста рифа, что доказано современными исследованиями рифов в Красном море [1]. Полипы и водоросли привнесены были отступающей водой от евлановского рифа и застряли на бровке приподнятого блока. Отсутствие активных течений, мощной прибойной зоны сыграли свою роль для закрепления полипов на этом мелководном шве (ступени).

Ливенское время — наиболее благоприятный период для быстрого роста и развития рифов значительных размеров. Риф, который мы наблюдаем на временных разрезах в толще осадочного чехла, является оставшейся нижней неразрушенной частью некогда огромного по размерам массива. Ступень контролировала его распространение. Юго-восточный блок был значительно погружен с конца евлановского, всё ливенское время, поэтому на его морском дне происходило накопление глубоководных депрессионных осадков, мощность которых не превысила 24 м (см. рисунок), сформировались карбонатно-глинистые отложения (предрифовая зона). На бровке ступени северо-западного блока, где закрепились полипы и водоросли, активно росли рифы. Остальная часть северо-западного блока представляла собой морскую лагуну между рифами и береговой линией (зарифовая зона). В лагуне происходило интенсивное глинисто-карбонатное осадконакопление, формировались известняки детритовые, в разной степени глинистые.

К началу фаменского времени наблюдается следующий этап интенсивного опускания юго-восточного бло-

ка, наиболее мощный. В результате ливенский барьерный рифовый массив, состоящий из цепочки рифовых островов северо-восточного простирания, оказался в большей своей части выше уровня моря. Всё волгоградско-раннезадонское время происходит разрушение ливенских рифовых сооружений. В это же время юго-восточный блок (скв. 1) погружается быстрее, чем могут накопиться осадки для компенсации погружения. Здесь происходит волгоградско-раннезадонское некомпенсированное осадконакопление, в результате которого образовалась савиноборская толща, которая и снивелировала рельеф дна бассейна к концу раннезадонского времени. Продукты разрушения рифов сносились в виде обломочных шлейфов как в глубоководную зону (предрифовую), так и в лагунную (зарифовую). Над рифом в волгоградско-раннезадонское время осадки не накапливались. Это было время разрушения его верхней части.

В позднезадонское время все следы былого существования рифовых сооружений, а также депрессионной впадины были уничтожены. Обширный мелководный шельф покрыл бывшие северо-западный и юго-восточный блоки, протягивался на многие сотни километров. Формировались осадки будущего протяжённого пласта Φ_0 . Прибрежная зона проходила ближе к горным сооружениям Тимана, вновь оказавшимся выше уровня воды.

Вывод: барьерные рифы сформировались на бровке ступени северо-восточного простирания, образование которой связано с глубинным разломом. Разрушающиеся в течение волгоградско-раннезадонского времени рифы явились источником сноса обломочных карбонатных материалов в сторону как мелководной, так и глубоководной части бассейна, в северо-западном и в юго-восточном направлении, соответственно, нивелируя рельеф его дна, формируя шлейфы проницаемых линзовидных тел на юго-восточном склоне зоны барьерного рифового комплекса, переходящих в более глубоководных восточных участках в глинисто-мергелистые образования — савиноборскую толщу. Предполагаемый состав линз — обломочные известняки и известняковые песчаники в глинистой толще. Признаки нефти в песчаной линзе тиманского возраста (скв. 1), и нефтяные залежи в надрифовых коллекторах практически во всех исследуемых в работе месторождениях, позволяют дать прогноз распространения неантиклинальных ловушек, насыщенных углеводородами, по юго-восточному склону ливенского барьерного рифа по всему его распространению.

Литература

1. Антоновская Т. В. Рифы залива Акаба и Урала // Научные проблемы и перспективы нефтегазовой отрасли в Северо-Западном регионе России. Ч. 1. Геология, геофизика и бурение. Ухта: филиал ООО «ВНИИГАЗ»-«Севернипигаз», 2005. С. 93—111.
2. Богданов Б. П. Особенности размещения верхнедевонских органогенных построек Тимано-Печорской провинции и связь их с разломами фундамента // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М., 1991. С. 150—156. (Сб. науч. тр. ИГиРГИ).
3. Жемчугова В. А. Седиментационно-емкостное моделирование в карбонатных разрезах. Ухта: УГТУ, 2000. 87 с.

ПРИЧИННО-СЛЕДСТВЕННАЯ СВЯЗЬ ДИСКРЕТНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ НА СЕВЕРЕ УРАЛА

А. И. Антошкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;
Antoshkina@geo.komis.ru

Гео-биосферная эволюция, задокументированная в конкретных геологических телах разными методами, является результатом сложных сочетаний различных периодических процессов разного уровня. Периодические и непериодические внутренние и внешние факторы влияют на развитие экосистем по-разному, в зависимости от того, на каком уровне «зрелости» находятся экосистемы, какова их биотическая структура. Палеонтологические и геологические объекты как важнейшие источники информации о былых состояниях биосферы являются во многих случаях уникальными. Рифообразование представляет собой взаимосвязанное и взаимообусловленное единство биогеоценотических, лито- и морфогенетических факторов: таксономическое изменение авто- и гетеротрофного состава палеоценозов; иерархическое изменение структуры и геометрии построек; изменение фациального разнообразия породных комплексов и взаимообусловленность рифообразования тектоническим и климатическим факторами. Развитие любой экосистемы, в том числе и рифовой, идет по законам сукцессии — от начальных нестабильных стадий до конечных стабильных. При отсутствии стрессов сукцессия представляет собой направленный процесс, т.е. определенная стадия рифовой экосистемы отражает иерархию органогенных структур.

Рифообразование было инициировано раскрытием на границе кембрия-ордовика Палеоуральского океана, располагавшегося в северных приэкваториальных широтах, и его дальнейшим развитием. Широкий спектр морфогенетических типов органогенных сооружений и их палеогеографическое положение в морском бассейне отражает неоднаправленный процесс эволюции рифообразования. В истории рифов палеозоя Урала проявляются уникальные черты: (1) формирование наиболее мощных (до 1200 м) рифов и наиболее протяженного позднесилурийско-раннедевонского рифового пояса (свыше 2000 км); (2) верхнеордовикско-нижнедевонские рифовые каркасы включают в своих структурах своеобразные микробиально-метазойные ассоциации, характерные только для рифов Урала, Западного Салаира и Южной Аляски [9]. Хотя повсеместно в карадокско-франское время основными каркасостроителями считаются строматопороидеи, табуляты и ругозы [10 и др.]; (3) рифообразование в палеозое на Севере Урала разбивается на три этапа: карадокско-раннеэмский, среднефранско-турнейский и поздневизейско-раннеартинский, каждый из которых включает несколько эпизодов рифообразования и характеризуется своеобраз-

ными генотипами построек [1]. В течение каждого этапа реализуются разные модификации моделей карбонатных платформ (см. рисунок).

Карадокско-раннеэмский этап имел сложную историю гео-биосферных событий, которая отразилась в драматическом сюжете раннепалеозойского рифообразования на Севере Урала [4]. Микробиально-водорослево-губково-строматолитовые рифы мощностью до 500 м появились в конце раннего ашгилла на окраине крайне мелководного осолоненного шельфа (Полярный, Приполярный и Северный Урал) в условиях аридизации климата. В позднем ашгилле рифы были эродированы, затоплены, затем при ослаблении хирнантского оледенения вновь в условиях отmelей окраины шельфа возобновился рост мшанково-микробиальных органогенных сооружений до 60 м мощностью. Завершился ордовикский эпизод рифообразования эвстатическим поднятием уровня моря на границе ордовика и силура, сопровождавшегося крупным хирнантским событием массового вымирания в фанерозое.

Силурийские микробиально-губково-гидроидные рифы появились в конце аэрония вновь в тех же районах, но с некоторым смещением на восток. Они формировали уже рифовые комплексы с системой рифов-бугров и пэтч-рифов. В конце аэронской регрессии они были выведены на поверхность, а затем затоплены (максимальная трансгрессия силурийского морского бассейна — маршрутинская) в начале теличия позднего лландовери. На границе лландовери-венлока резкое падение уровня моря было отмечено образованием каолининовой коры выветривания (Хорейверская впадина), событием вымирания конодонтовой фауны (иревикен), похолоданием климата, резкой экскурсией δC_{org} , что проявилось в отсутствии отложений нижнего венлока на Приполярном Урале [7 и др.]. Возродилась рифовая экосистема после гео-биосферных стрессов только во второй половине венлока в виде микробиально-кораллового рифа (Приполярный Урал), илового холма (Северный Урал) и мелких микробиально-коралловых «зародышей» в криноидных зарослях (Полярный Урал). Далее вплоть до середины лудфордия формировались окраинношельфовые барьерные рифы мощностью до 700 м. Структура рифовой экосистемы особенно на Северном Урале выделяется новым сообществом сфинктозойных губок—афросальпингид, гидроидов—фистулелл, микробиально-водорослевой ассоциации в строматолитовых (поростроматолитовых) каркасах. В зарифовых бассейнах развивались гидрохимические и биологические процессы, типичные для амфибиальной геосистемы, которые предполагают существование талассофильных геосистем с хлоридным и сульфатным морским составом вод и аталассофильных — с преимущественно бикарбонатным составом. Подобные процессы обусловили формирование отложений лагун с бедным биоценозом. Рост рифов был прерван в середине лудфордия эвстатическим падением уровня моря, регрессия которого началась в середине нижнего лудфордия и сопровождалась вымиранием конодонтовой и брахиоподовой фауны. Граница нижнего и верхнего лудфордия фиксировалась положительным смещением δC_{org} и гумидизацией климата, а также во многих регионах мира событием вымирания Лау, что связывалось с кратковременным похолоданием [11]. Резкие изменения в морском Североуральском бассейне условий в конце раннего лудфордия от эродирования платформы

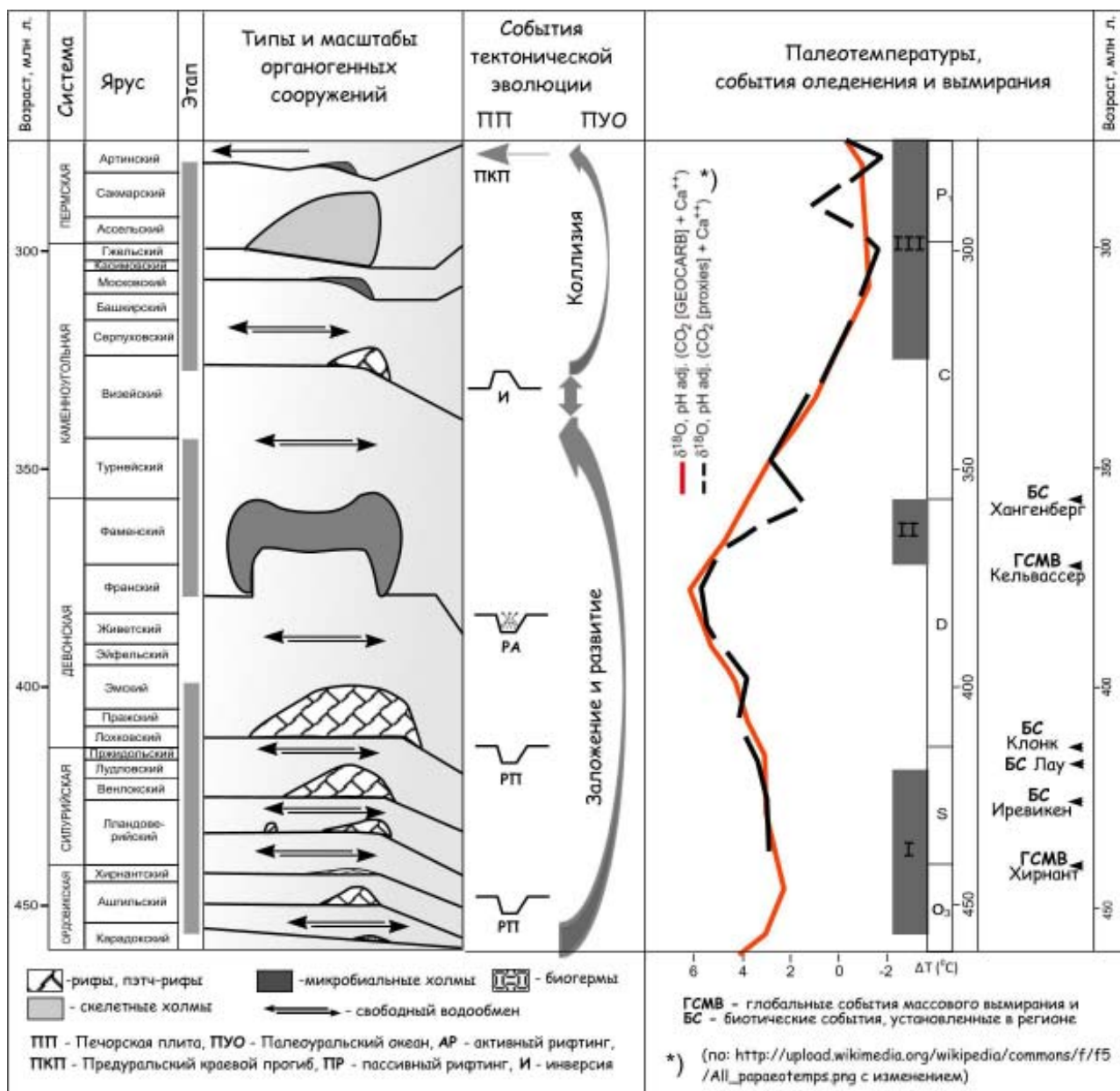


до образования эвксинных обстановок во впадинах окраины шельфа в начале трансгрессии позднего лудфордия привели к коллапсу рифовой экосистемы и, в результате целого ряда гео-биосферных стрессов, к завершению силурийского эпизода рифообразования. Возрождение рифовой экосистемы в позднелохковское время происходит на окраине новообразованного шельфа, солеродные лагуны во впадинах зарифового бассейна были особенностью того времени. Возникли строматопорово-строматолитовый риф (Полярный Урал) и микробиальный холм (Приполярный Урал). В составе раннедевонской рифовой экосистемы происходят экологические перестройки: исчезают сфинктозойные губки (афросальпингиды), существенно меняется состав цианобактериальных ассоциаций. В качестве основных каркасостроителей преобладают гидриды фистулеллы и зеленые кодиевые и сифониковые водоросли, которые просуществовали вплоть до позднего эмса, не взирая на предэмский региональный перерыв, во время которого на островодужных рифах (Восточный Урал) сформировались бокситоносные коры выветривания. В

прагиене на окраине узкого карбонатного шельфа сформировалась самая крупная в палеозое система барьерных рифов мощностью до 1500 м [8]. Завершение акадской фазы каледонского орогенеза привело к распространению терригенной седиментации по всему бассейну, что выразилось в появлении прослоев кварцевых алевролитов в нижнеэмских органогенно-аккумулятивных постройках, в экосистемах которых появляются строматопороидеи и кораллы (Полярный, Приполярный и Северный Урал). Рост рифов на первом этапе был прерван появлением анаэробных обстановок на окраине шельфа в начале позднемской трансгрессии.

В бассейнах затопленных платформ-рампы, разделявших эпизоды рифообразования, формировались протяженные трансгрессивные тракты илово-биокластовых известняков с богатыми и разнообразными комплексами бентосной фауны и небольшими кораллово-строматопоровыми или строматолитовыми биостромами и биогермами.

В среднефранско-турнейский этап Европейская платформа характеризовалась активным рифтогенезом (Печо-



Взаимоотношение рифообразования в палеозое севера Урала с тектоническими, биотическими и климатическими событиями

ро-Колвинский, Камско-Кинельский, Днепровско-Донецкий и др. авлокогены), активизацией вулканизма и частыми колебаниями уровня моря. Возобновленное в среднефранское время рифообразование постоянно подвергалось гидрохимическим и биологическим процессам в системе гео-биосферных стрессов. Формировались кораллово-строматопоровые биогермы (Приполярный Урал, юго-запад Пай-Хоя, юг Новой Земли), а в основном это были преимущественно микробиальные холмы с новым архитектурным набором. Рифовые экосистемы не развивались до стадии диверсификации. Экологический состав строителей и обитателей микробиально-строматолитовых каркасов был представлен преимущественно сообществом цианобактерий *Renalcis-Epiphyton-Shariuphyton-Girvanella-Shuguria-Khabakovia* в ассоциации с кальциферами, радиоляриями и фораминиферами [6, 3]. Микробиальные холмы обрастали склоны мелководных карбонатных платформ в окружении аноксичных бассейнов, повышая тем самым их кислородный потенциал. Средне-позднефранские строматопорово-строматолитовые рифы развивались лишь вдоль борта внутреннего шельфа с карбонатно-эвапоритовой седиментацией в западных районах Печорской плиты [12]. В условиях интенсивного прогибания дна среднего шельфа мощности микробиальных холмов достигали 600 м [5 и др.]. В фамене на территории Севера Урала были распространены оолитовые пески, считающиеся индикаторами стресса для бентосных экосистем. Глобальное падение уровня моря на границе франа-фамена и девона-карбона, сопровождавшееся кельвассерским и хангенбергским биотическими событиями вымирания [13], не отразилось на составе биогермных сообществ [6]. Эрозия турнейской карбонатной платформы привела к прекращению рифообразования этого этапа.

Позднедевизейско-раннеартинский этап. Рифообразование возобновилось вновь в позднем визе-серпухове на окраине шельфа с засоленными участками (Приполярный Урал). Возникли маломощные микробиальные биогермы, существовавшие вплоть до предсреднекаменноугольного регионального размыва. В касимовское время здесь стали развиваться мшанково-микробиально-водорослевые холмы мощностью до 50 м, рост которых был кратковременно прерван подъемом уровня моря в середине позднего карбона. Состав представителей гжелско-сакмарских рифовых экосистем полностью обновляется за счет возросшей роли мшанок разных экотипов, губок, проблематичных тубифитесов, филоидных зеленых водорослей, палеоаплизин и фузулинид. Однако обилие хрупких и мелких метазоа, водорослей не привело к образованию экологических рифов зрелых сукцессий. В формировании каркасов крупных (до 300 м) и мелких скелетных, микробиально-водорослевых и микробиально-иловых холмов на склонах деформированной окраины карбонатной рампы особое значение имел кристаллический биологически индуцированный цемент. Высокая микробиологическая активность в органогенных каркасах определялась рядом гео-биосферных событий: существованием так называемых «аргонитовых» морей, похолоданием климата и интенсивной эрозией [2]. Усиливающееся терригенное осадконакопление со стороны образовавшегося складчатого сооружения Урала полностью прервали рифообразование в артинское время (см. рисунок).

Таким образом, история палеозойского рифообразования на Севере Урала дает возможность говорить о том, что периодичность гео-биосферных процессов и явлений есть необходимое свойство их существования и развития, тем самым, обуславливается дискретность рифовых сообществ и собственно рифообразования, эволюцию которых можно рассматривать лишь в рамках глобальных изменений.

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

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Антошкина А. И. Седиментационная модель фаменских карбонатных отложений центральной части Хорейверской впадины // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XV Геолог. съезда РК. Т. II/ Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 211—214
3. 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 Второй Всерос. конф. Казань: КГУ, 2009. С. 42—43.
4. Антошкина А. И. Раннепалеозойское рифообразование на Севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями // Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Мат-лы конференции. Москва: ПИН, 2010. С. 9—12.
5. Меннер В. В., Саятина Л. С., Баранова А. В. и др. Региональные особенности размещения рифогенных образований и новая модель литофациальной зональности во франских и нижефаменских толщах Хорейверской впадины // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГиРГИ, 1991. С. 56—72.
6. Antoshkina A. I. Palaeoenvironmental implications of *Palaeomicrocodium* in Upper Devonian microbial mounds of the Chernyshev Swell, Timan-northern Ural Region // *Facies*, 2006. V. 52: 611—625.
7. Antoshkina A. I. Silurian sea-level and biotic events in the Timan—northern Ural region: sedimentological aspects // *Acta Palaeontologica Sinica*, 2007. Vol. 46: 23—27.
8. Antoshkina A., Kunigshof P. Lower Devonian reef structures in Russia — an example from the Urals // *Facies*. 2008. Vol. 54. P. 233—251.
9. Antoshkina A., Soja C. Late Silurian reconstruction indicated by migration of reef biota between Alaska, Baltica (Urals), and Siberia (Salair) // *GFF*, 2006, vol. 128, part 2 P. 75—78.
10. Flugel E., Flugel-Kalher E. Phanerozoic Reef Evolution: Basic Question and Data Base / *Facies*. 1992. Vol. 26. P. 167—278.
11. Lehnert O., Eriksson M. J., Calner M. et al. Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian // *Acta Palaeontologica Sinica*, 2007. 46: 249—255.
12. Nouse M. R., Menner V. V., Becker R. T. et al. Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the southern Timan (NE Russian platform). In: Insalaco E., Skelton P. W & Palmer T. J. (eds.). Carbonate platform System: components and interactions. Geological Society, London, Special publications, 2000. V. 178: 147—176.
13. Sepkoski J. J. Jr. Patterns of Phanerozoic extinction: A perspective from global data bases. In: Walliser O. H. (ed.): Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic: result of International Interdisciplinary cooperation in the IGCP project 216 «Global biological events in Earth history». Berlin: Springer-Verlag, 1995. P. 35—52.

КАРБОНАТНЫЕ ПСЕФИТОЛИТЫ ПОДВОДНЫХ КАНАЛОВ КАК ОСНОВАНИЕ ДЛЯ РИФА, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

А. И. Антошкина

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

Среди многообразия генетических типов карбонатных псефитолитов [5], распространенных в составе нижнепалеозойской калейдовой (карбонатной) формации Севера Урала и Приуралья, своеобразный тип обломочных карбонатов установлен на Приполярном Урале. Это толща доломитовых мегабрекчий и конглобрекчий мощностью 60 м залегает в основании венлокско-лудловского рифа Балбанью. Эти образования, выделенные в манюкскую свиту, развиты в верховьях р. Кожим, ниже устья р. Балбанью. Как геологическое тело свита характеризуется следующими признаками: 1) четкий эрозионный контакт с подстилающей ручейной свитой; 2) верхний контакт с перекрывающими венлокскими рифовыми породами довольно четкий, неровный, подчеркнутый стилолитовым швом; 3) ог-

раниченное площадное распространение: северо-восточнее по простиранию развиты выходы рифа Балбанью, а на левом берегу — контакт с нижнеордовикскими кварцитами. Таким образом, тело конглобрекчий в плане имеет форму приплюснутого овала, ориентированного почти с запада на восток, с различными углами падения на контактах и площадью распространения в пределах 2 км² [1]. В целом обломки представлены темно-серыми доломитовыми, светло-серыми водорослевыми биогермными и биокластовыми разностями, а также разрозненными колониями табулят и багряных водорослей Удлиненно-плоские и угловатые формы (3—25 см) представлены темно-серыми до черных иловыми и илово-биокластовыми доломитами, тогда как окатанные и полуокатанные формы характерны для светло-серых разностей (1.5—30 см). Обломки заключают два комплекса конодонтов: позднеэронский и телический. Цемент резко подчинен, заполнитель представлен несортированным скелетным с обилием криноидного и мелкообломочным гетерогенным материалом, в котором в большей части разреза определен позднетелический комплекс конодонтов [4]. На правом берегу р. Кожим, ниже порога Манюку, обнажен неровный, с разрывом, контакт конглобрекчий с постилающими слоистыми доломитами ручейной свиты нижнего-среднего лландовери, характеризующими отложения глубокого шельфа. Вблизи нижнего контакта характерны разноориентированные блоки пород ручейной свиты в виде слоев темно-серых доломитов с микробиокластовой структурой и слоистой тексту-

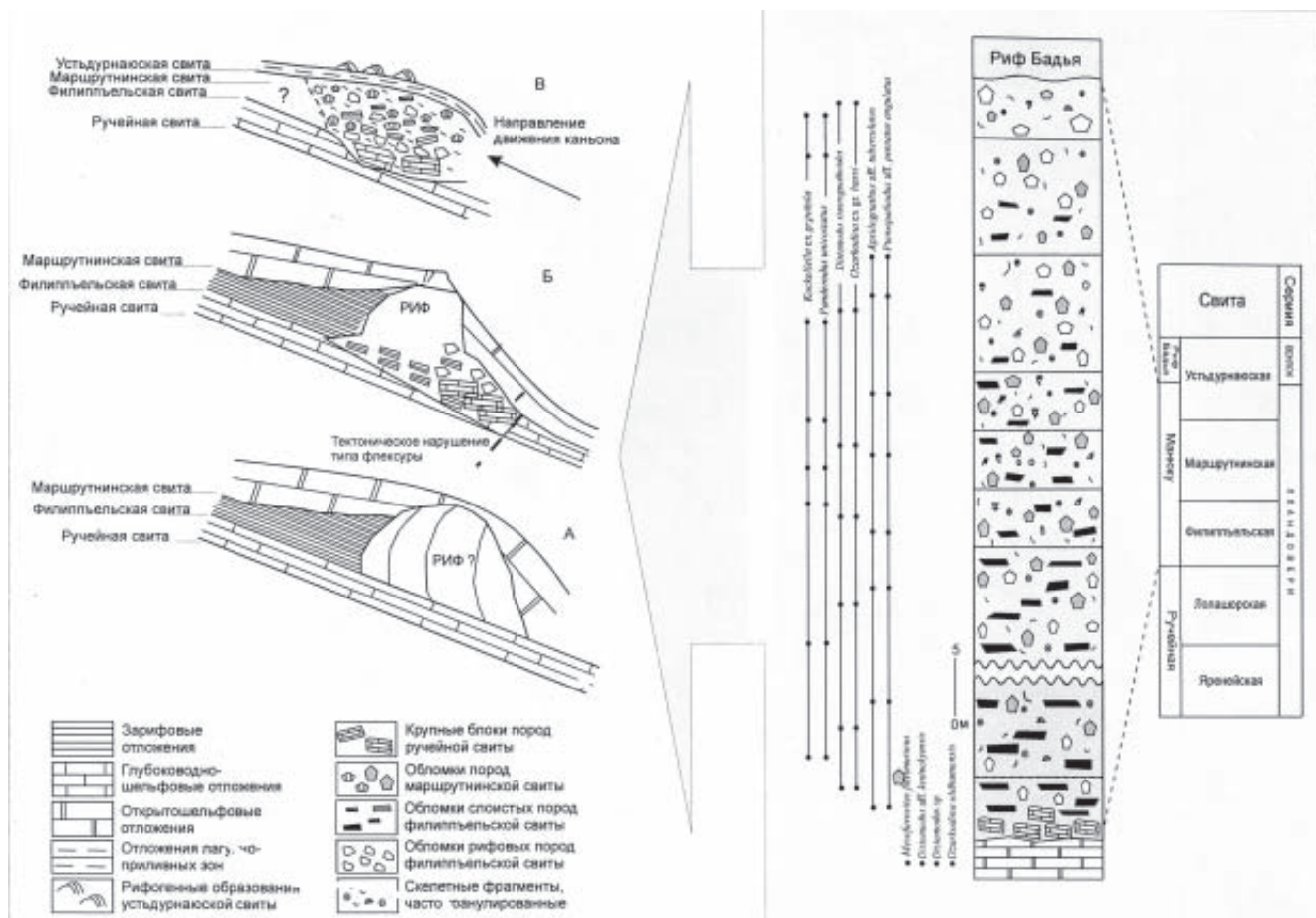


Схема формирования манюкской свиты нижнего силура как образований подводных каналов на р. Кожим, Приполярный Урал

рой длиной до первых десятков метров (мегабрекчия), выше преобладают угловатые и плитчатые обломки тех же доломитов. Постепенно в заполнителе возрастает роль биокластов с преобладанием криноидного лома, обломки пород часто имеют округлые формы и представлены наряду со слоистыми темно-серыми и черными доломитами серыми биокластовыми и светло-серыми биогермными разностями. Характерно, что вверх по разрезу в составе конглобрекчий появляются обломки пород, возраст которых омолаживается от рудания до теличия (см. рисунок).

Говоря о генезисе такой гетерогенной толщи, отметим ее особенности. Отличительными от других склоновых образований, выделенных в четыре группы потоков: турбидных, флюидных, зернистых и дебрисных (дебритных), являющихся продуктами карбонатных склонов мористее предрифовых [10], можно отметить следующие характерные черты изучаемых псефитолитов. Это — отсутствие в составе конглобрекчий отложений глубоководного шельфа, хотя набор основных признаков образований потока налицо: плохая сортировка, смесь угловатых и полуокатанных обломков разного размера, беспорядочная текстура, отсутствие градационной слоистости и отчетливой стратификации. Кроме того важным является локальность распространения (хотя рифы данного возраста трассируются вдоль всего Западного Урала) и обусловленность влиянием тектонического фактора. Здесь в основании рифа Балбанью на р. Кожим, вероятнее всего, представлен разрез обломочного потока верхней части подводного каньона на окраине шельфа.

На данной территории в среднем лландовери (аэро-не) существовала карбонатная платформа рампового типа, где формировались отложения ручейной свиты. Основными признаками глубоководношельфовых обстановок являются тонкоплитчатое сложение пород, слойчатость, тонкий раковинный материал, обилие криноидного алеврита, присутствие кремней в виде прослоев и конкреций, темный цвет пород. В конце аэрония на окраине карбонатной платформы развивались рифы [3], поэтому открытошельфовые условия сменились обстановками закрытого шельфа с формированием небольших пэтч-рифов в районе руч. Лолашор. Присутствие в обломочной части конглобрекчий рифовых пород с конодонтами позднеаэронского возраста свидетельствует о росте рифовых построек и на окраине шельфа. Подобные рифы-бугры в верхней части континентального склона описаны на притоке р. Илыч руч. Закола (Северный Урал). Раннетелическая трансгрессия способствовала распространению фаций открытого шельфа во всем бассейне, а регрессия на границе лландовери-венлока вызвала эрозию карбонатной платформы. Такое развитие событий привело к образованию коры выветривания в разрезах Хорейверской впадины [4] и отсутствию отложений низов венлока на Приполярном Урале [11].

Исходя из вышеизложенного, схему формирования карбонатных псефитолитов манюкской свиты можно представить в виде нескольких этапов (см. рисунок).

- Заложение подводного каньона в верхней части континентального склона в районе Кожимского попе-

речного поднятия, возможно, было инициировано флексурами на его окраине. Возникновение таких разломов могло быть обусловлено тектоническими подвижками фундамента Печорской плиты. Территория Кожимского поперечного поднятия ранее, а затем и позднее характеризовалась тектонической активностью [8, 7, 4 и др.]. Крупные блоки пород ручейной свиты оказались в основании потока, и формируют слои мегабрекчий.

- В обломочный поток включаются рифогенные породы позднеаэронского возраста, залегающие на ручейной свите. Их фрагменты появляются в средней части конглобрекчий. Обломки зарифовых отложений филипппельского горизонта, расположенных западнее, хорошо выделяются по плитчатым серым доломитам с ламинарной и строматолитовой слоистостью и наблюдаемой ориентированности между крупными плитчатой формы обломками светлых рифогенных доломитов [2, рис. 17, 18]. Они распространены также и в средней части толщи, но несколько выше рифовых по разрезу, т.е. отражают продвижение каньона.
- В составе обломочного материала появляются разнообразные органогенные породы маршрутнинского горизонта с многочисленной и разнообразной фауной. Кроме того, в верхней части толщи конглобрекчий на правом берегу р. Кожим, в районе порога Манюку (обн. 74), отмечены крупные обломки светлых рифогенных доломитов, из которых, как и из цемента конглобрекчий П. Мянником определены конодонты позднего теличия—раннего шенвудия (?) [8]. Возможно, с этого времени (устьдурнаюское) на окраине шельфа, на платформе из обломочного потока возобновилось рифообразование (собственно риф Бадья). Рост рифа на границе лландовери-венлока был приостановлен обмелением и эрозией, о чем свидетельствует 9—м пачка рифовых брекчий и гравелитов [6].
- Время формирования манюкской свиты можно считать позднетелическо-раннешейнвудским (?), исходя из определения конодонтов в цементе верхних слоев конглобрекчий.

Итак, источником материала обломочного потока служили отложения окраины шельфа — тонкоплитчатые микрозернистые и биокластовые известняки ручейной свиты, массивные рифовые и слоистые зарифовые известняки филипппельского горизонта, биокластовые известняки маршрутнинского горизонта и биогермные породы нижнеустьдурнаюской подсвиты. Доломитовый состав породы приобрели в результате процессов уральского орогенеза.

Работа выполнялась в рамках программы ОНЗ-1 РАН, № 09-Т-5-1028.

Литература

1. Антошкина А. И. Нижнепалеозойские рифогенные комплексы Приполярного Урала // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар, 1988. С.22—31. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 67).
2. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука. 1994. 154 с.
3. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (на



примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.

4. Антошкина А.И. Нижний палеозой верховьев р. Кожим, Приполярный Урал // Изучение, сохранение и использование объектов геологического наследия северных регионов (Республика Коми): Мат-лы научно-практической конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2007. С. 65—67.

5. Антошкина А.И. Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала // Мат-лы 5—го Всерос. литолог. совещ. Том. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 25—27.

6. Антошкина А.И., Салдин В.А., Рябинкина Н.А. Палеозойские отложения Приполярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 81 с.

7. Никулова Н. Ю., Козырева И. В. Базальный горизонт верхнекембрийско-нижнеордовикской формации севера Урала // Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. Сыктывкар, 2006. С. 18—25 (Научные доклады / Коми науч. центр УрО РАН; Вып. 481).

8. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. С. 285.

9. Antoshkina A. Late Ordovician–Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals // *Lethaia*, Vol. 41, 2008. P.163–171

10. Cook H.E., Mullins H.T. Basin margin environment. In Scholle P.A., Bebout D.G., Moore C.H. Carbonate depositional environment. AAPG. Memoir 13. 1991. P. 539–618.

11. Mannik P, Martma T. Llandovery–Wenlock boundary in the Subpolar Urals. *Ichthyolith Issues Special Publication*, 6. Syktyvkar: Geoprint: 2000. P. 64—67.

МОДЕЛЬ КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В НИЖНЕЙ ЧАСТИ ВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

И. Н. Бабко, А. Н. Вертюх, Л. Н. Кириенко

Черниговское отделение Украинского государственного геолого-разведочного института, Чернигов, Украина; ukrnigri@mail.cn.ua

Карбонатные комплексы существуют и широко изучаются во многих районах земного шара. По данным таких исследователей как Е. Б. Мавшович, М. Н. Кнепель, Л. И. Несмеянова, с известных на Земле бассейнов, 173 с установленной нефтегазоносностью. Более чем в 30 бассейнах открыто почти 1000 месторождений нефти и газа в рифовых комплексах.

По прогнозным оценкам значительные запасы сосредоточены в карбонатных породах. Для выявления ловушек в карбонатных отложениях характерен литологический подход, что является не достаточным и малоэффективным для прогноза. Более детальный подход это безусловно хроностратиграфический или так называемый метод Головкинского — Вальтера (1888), в основе которого разные отложения одного фациального состава замещаются в пространстве другой фацией.

Н. С. Шатский (1960) развил представление о формациях как о парогенезах пород. В частности, внутри формаций фациальные ряды одновозрастных пород, в латеральном направлении фациально замещающих друг друга.

При обобщении материалов по зональной хроностратиграфии верхнефранско-турнейских карбонатных толщ Пермского Прикамья и Удмуртии, выполненном в комплексе с геофизическими исследованиями, выявленная определённая закономерность в их строении. Эти толщи на окраинах карбонатной платформы и её склонах, так же как и на территории впадин включают органогенно-карбонатные массивы, в ядре которых за-

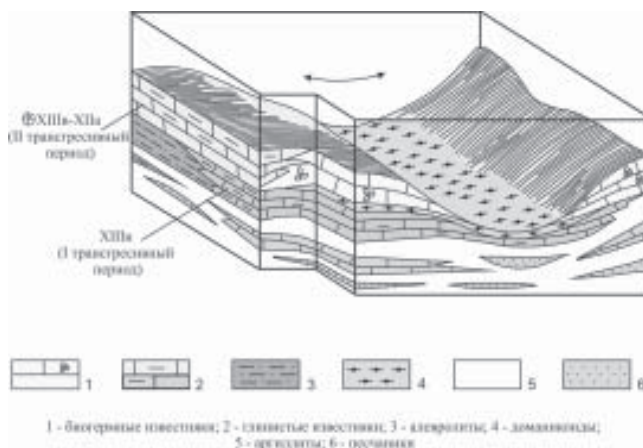


Рис. 1. Модель строения карбонатного пояса двух трансгрессивных периодов развития Днепро-Донецкой Впадины

легают, как правило, мелководные отложения хронозон более древнего возраста, увеличенной мощности, а на их склонах, в направлении от ядра к осевым частям впадин, — породы хронозон увеличенной мощности всё более молодого возраста [1, 2].

В результате многолетних исследований строение и расчленение определённых отделов карбона Днепровско-Донецкой Впадины (ДДВ) относительно изучены.

Выявлены основные черты условий осадконакопления, изучены генетические типы осадков и палеонтологические остатки, разработаны основы стратиграфического деления, установлены характерные и общие закономерности распространения основных подразделений карбона. Следует отметить, что история изучения стратиграфии, литологии и фаций палеозойских комплексов ДДВ, и в первую очередь каменноугольного, тесно связана с историей геологических исследований Донецкого бассейна.

Детально изучая стратиграфию, литологию, фауну и спорово-пыльцевые комплексы нижнего карбона впервые предложили идею диахронности визейских карбонатных отложений (Л. П. Кононенко, С. В. Онуфришин, 1986, И. Н. Бабко, 1990) (рис.1) [3].

Среди карбонатов есть пачка своеобразных пород, которая четко прослеживается, как в разрезе, так и в пространстве. По спецкаратажу эта пачка выделяется высокой γ -активностью и повышенной плотностью. Теперь эта пачка известная как радиоактивный репер V_3R — рудовские пласты (рис. 2). Изучение её генезиса разрешило увидеть, как рудовские пласты осевой части ДДВ замещаются преимущественно карбонатными отложениями в границах верхней толщи. Уже тогда стало ясно, что они являются своеобразным чётким рубежом для расчленения верхней толщи на две разновозрастные. Нижнюю часть, которая относится к низам XIII МФГ и сопоставляется с подзоной $C_1v_1d_2$ Донбасса, названа древней плитой и отождествлена с яблунновской свитой. Верхнюю часть, которая имеет возраст XIII верх — XIIа низ МФГ и сопоставляется с зоной C_1v_1e Донбасса, названа молодой плитой и выделена в мошковскую свиту.

С. О. Мачулина применила методику фациальных рядов при корреляции карбонатов и пород пачки V_3R отметила диахронность верхней толщи. Благодаря чему

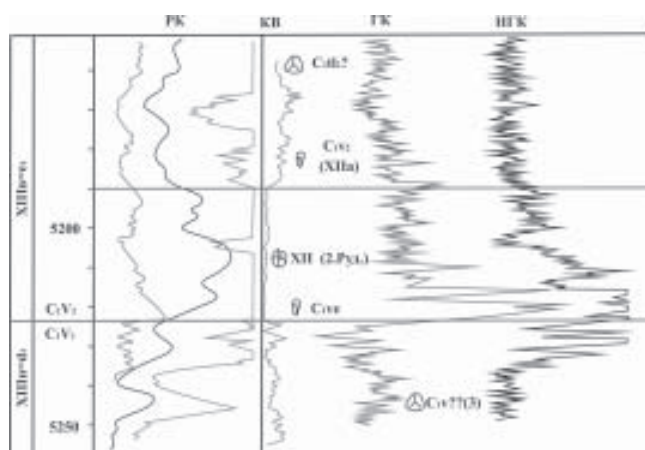


Рис. 2 Геофизическая характеристика рудовских слоев центральной части Днепровско-Донецкой Впадины

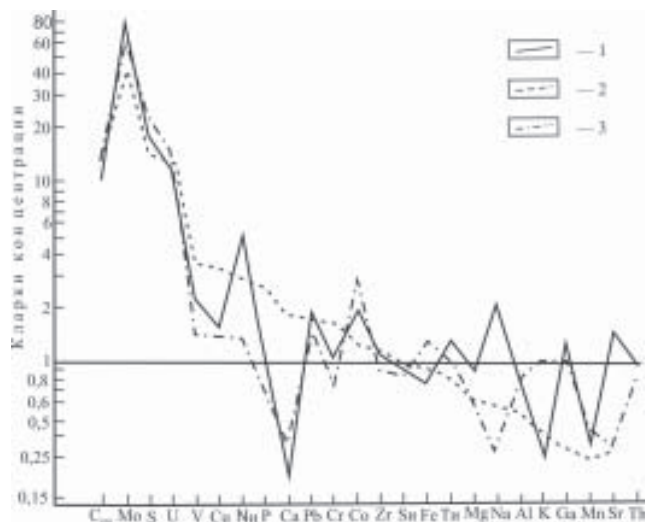


Рис. 3. Кларки концентрации химических элементов в чёрносланцевых отложениях (по М.М. Комскому, В.Р. Панченко-Городецкому, 1992г.). Условные обозначения: 1 — Кремнистые аргиллиты (Богатойская площадь скв.6) ДДВ; 2 — Кремнистые глины баженовской свиты (Салимский р-н), Западная Сибирь; 3 — Сланцы Огайо (США)

были дополнены исследования М. М. Комского и в целом стала известна природа V_3R . Это доманикоидные отложения, параметры которых сопоставляются с баженовской свитой Западной Сибири. Кроме того, доманикоидные отложения на стратиграфическом уровне C_1ve_1 были выявлены С. О. Мачулиной в Донбассе и Преддобруджинском прогибе (рис. 3).

Литолого-петрографической особенностью отложений V_3R есть то, что они представляют собой слабо дифференцированные, преимущественно карбонатно-глинистые образования с примесями кремния, доломита, фосфорита, пирита с значительным (12%) содержанием битума сапропелевого типа. М. А. Королевой в шлифах выявленные текстуры, присущие вулканогенным породам.

Подробнейшие исследования радиоактивного репера V_3R были проведены на северо-запад ДДВ, где он имеет чёткую характеристику и хорошо распознается по ГК, НГК. На обычном радиоактивном фоне алевро-глинистых пород, который не превышает около 12 г, наблюдается иногда постепенный, а кое-где резкий прыжок до 36г и больше.

По данным лабораторных исследований радиоактивное излучение пород репера неоднородное: в верхней его части — ураново-ториевые, в нижний — чисто урановое. Содержимое урана в уран-ториевой аномалии от $21 \cdot 10^{-4}$ до $39 \cdot 10^{-4}$ (кларк $16-20 \cdot 10^{-4}$), тория от $7 \cdot 10^{-4}$ до $31 \cdot 10^{-4}$ (кларк $3-4 \cdot 10^{-4}$). Содержимое урана в урановой аномалии от $9 \cdot 10^{-4}$ до $40 \cdot 10^{-4}$, торий не превышает кларковых значений.

Такие особенности характеристики радиоактивного репера создают довольно постоянную характеристику его строения, которое разрешает чётко проследить его на всей территории ДДВ. Возникает вопрос, почему радиоактивный репер фиксируется не в каждом разрезе? Объяснение может быть очень простым. Рудовские слои являются аналогом зоны C_1ve_1 Большого Донбасса, где они выходят на поверхность и имеют



мощность ~ 30 см. На поверхности это довольно чётко видно. Относительно этих отложений на глубине, в некоторых разрезах они имеют такую же небольшую мощность, разрешающая способность ГК, НГК не настолько совершенная, чтобы фиксировать радиоактивность маломощных пластов.

Другим объяснением отсутствия аномальных доманикоидных отложений есть фаціальное замещение их другими нерадиоактивными породами. Ф.Г. Гурари (1981), изучая [4] доманикоидные отложения разных регионов, приходил к выводу, фаціальное замещение происходит в латеральном плане вследствие изменения климата. Доманикоиды замещаются рифовыми и зарифовыми фациями.

Выводы. Карбонатное накопление в низах визе не накапливалось одновременно. В начале карбонатное накопление продвинулось на северо-запад на Краснозаводскую, Васильевскую, Приречную площади, пакеты карбонатно-глинистых образований XIII МФГ = C_1vd_2 периферийной части бассейна наблюдаем на Луценковско-Свиридовском валу.

После этого наступают специфические условия накопления рудовских пластов, а потом карбонатное образование мигрирует опять на северо-запад и в направлении бортов впадины. В то время северная прибортовая зона впервые была охвачена карбонатным образованием (XII^a — XIII верх = C_1ve).

С этой точки зрения получается, что мы находимся только на начальной стадии изучения строения карбонатных отложений, так как следующим шагом исследований, которое напрашивается на основе исследований в других регионах, должно стать изучение деталей карбонатных условий накопления (распределение на непосредственно бассейн, внешний и внутренний шельфы), а также места и модели карбонатных отложений в этой системе, которые до сих пор изучались в границах отдельных участков и площадей ДДВ.

Литература

1. Ильин В. Д., Фортунова Н. К. Методы прогнозирования и поисков нефтегазоносных рифовых комплексов. М.: Недра, 1988. 199 с.
2. Грачевский М. М., Берлин Ю. М и др. Корреляция разнофаціальных толщ при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1969. 299 с.
3. Бабко И. Н., Кононенко Л. П. Седиментационная модель карбонатных формаций в нижней части визейских отложений Днепровско-Донецкой впадины // 6-я Международная Уральская литологическая конференция. Екатеринбург, 2004.
4. Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность / Советская геология. М.: Недра, 1981. № 11. С. 3—11.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СКОРОСТИ РОСТА РИФОВ

А. А. Байков, В. И. Седлецкий

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону;
gregsemenov@gmail.com

Рифам, как современным, так и ископаемым, посвящена обширная отечественная и зарубежная литература, особенно умножившаяся после открытия в них крупнейших месторождений нефти и газа. Для литологов рифы (рифогенные массивы) интересны прежде всего тем, что в отличие от любых других продуктов седиментации они с момента образования сразу же представляют собой твердую породу, а не осадок. Кроме того, при разрушении рифогенных массивов накапливаются обломочные известняки, имеющие региональное распространение. Например, барьерные рифы, сформировавшиеся на внешнем крае шельфа в норрии и оксфорде-титоне Западного Кавказа, сопровождались следующими комплексами карбонатных пород каркасного строения, непосредственно к рифам примыкающими [2].

Комплекс фронтальных отложений барьерных рифов, образовавшихся у основания рифогенных построек в верхней части континентального склона, представлен обломочными известняками, которые по составу аналогичны известнякам, слагающим рифовые массивы. В верхнеюрском комплексе наблюдаются мощные рифогенные брекчии, широкое распространение которых по площади и разрезу можно объяснить большим градиентом тектонических движений блоков, соответствующих внешнему краю шельфа и континентальному склону морского бассейна.

Комплекс тыловых образований барьерных рифов развивается на внешней части шельфа, за барьерными рифами. Основными породами комплекса являются органогенно-детритовые и разнотернистые известняки и доломиты, локально перекристаллизованные до разнотернистых. Примесь в них терригенного (кварцевого) материала, например в норрийском комплексе, не превышает 2—3 %.

Условия образования фронтальных и тыловых каркасных известняков следует учитывать при расчетах скорости их накопления. Сложность заключается в том, что эти известняки являются продуктом разрушения рифовых пород. Следовательно, время накопления данных пород может оказаться меньше времени вертикального роста рифов, в любом случае соответствуя лишь части геологического возраста рифогенных комплексов.

Благодаря жесткому органогенному каркасу процессы диагенеза и последующих преобразований не приводят к уплотнению рифа и других типов каркасных пород. Казалось бы, это обстоятельство и данные о скорости роста современных рифостроителей позволяют с высокой точностью рассчитать скорости древнего рифообразования как отношения мощности рифа ко

времени его роста. На самом деле из-за особенностей роста рифов, определяемых прежде всего тектоникой, возникают трудно преодолимые сложности.

Скорости роста современных рифостроителей весьма различны. Д. В. Наливкин [5] приводит следующие цифры. Представители рода окулин вырастают за год на 0.7–0.8 см, акропоры – на 2.0–8.0 см, мадрепоры – на 8.5 см, медрины – на 20.0 см, средняя величина роста – 2.5 см/год. Массивные кораллы растут намного медленнее ветвистых, например, диплопоры – со скоростью 5 мм/год, монтастреи – 8.4 мм/год [4].

Современные рифостроители (кораллы, водоросли и другие автотрофные известкывыводящие организмы) развиваются в морской воде нормальной солености со среднегодовой температурой +20°C, содержащей небольшое количество взвешенных частиц и обилие питательных веществ. Оптимальными для расцвета рифообразующих кораллов и гидроидов являются глубины 5–10 м. Важнейшим фактором их продолжительного роста признан тектонический.

Скорости роста современных рифостроителей колеблются от 0.7–0.8 до 20.0 см/год, средняя величина роста – 2.5 см/год [5]. В фанерозое, поскольку состав рифостроителей во времени изменялся, условия их обитания могли отличаться от современных, а скорость извлечения карбонатного материала и роста рифов, возможно, были иными.

Положение рифа на оптимальной для его развития (роста) глубине определяется тектоническими подвижками, а также и эвстатическими колебаниями уровня бассейна седиментации. Учет этих факторов имеет решающее значение при определении скорости вертикального роста рифогенных массивов.

Воздействие на рифостроящие организмы тектонических подвижек субстрата, ведущая роль которых признается большинством исследователей рифов, и колебаний уровня моря не имеет принципиальных различий, а рифы отнесены к непрерывно-прерывистым по характеру развития образованиям [1].

При таком формировании рифовых массивов для определения скорости их роста приходится оперировать мощностью рифа и общим временем роста, которое складывается из времени вертикального роста, горизонтального роста, возможного размыва рифов и отрицательного влияния эвстатических колебаний уровня моря. Для современных и древних рифов определить указанные временные отрезки невозможно. Поэтому при расчете скорости роста конкретного объекта мы вынуждены в качестве времени роста принимать его геологический возраст, тем самым заведомо уменьшая рас-

четную скорость роста рифов по сравнению с ее реальной величиной. Фактически отношение мощности рифа к геологическому возрасту определяет не скорость роста рифов, а скорость образования рифа (СОР), отражающая все нюансы его развития.

Нами рассчитаны скорости образования атоллов и барьерных рифов разного возраста [1].

Скорости образования атоллов девонского, палеоген-четвертичного, неогенового и четвертичного возраста колеблются от 25Б до 106Б. По Д. В. Наливкину (1955), скорость роста атолла о. Парацел составляет 3 мм/год. Примерно такие же скорости образования характерны для барьерных рифов силура, девона, перми, триаса, юры – от 18Б до 110Б. Если считать, что Большой Барьерный Риф сформировался за последние 20 тыс. лет [3], то скорость его образования составляет 7.5 мм/год.

Возможность роста биогермных тел с огромной скоростью (до 20.0 см/год), сопоставимой лишь с хемогенным накоплением сульфатов и хлорида Na, K, Mg в галогенезе (до 10 см/год), не реализуется даже в четвертичное время. Наиболее достоверными являются данные о скорости роста рифов о. Парацел – 3 мм/год. Несмотря на различный тип, возраст и мощность рифовых построек, с учетом этой цифры время, необходимое для образования рифов только при их непрерывном вертикальном росте, составляет до 5.5 % от общего времени формирования, т. е. геологического возраста.

Более 90 % времени мощность рифов не наращивается. Можно полагать, что в этот огромный временной промежуток, наверняка, складывающийся из многих интервалов, рифы растут в горизонтальном направлении, подвергаются частично размыву, вероятно даже гибель рифостроителей с последующим возобновлением их жизнедеятельности при появлении соответствующих экологических обстановок.

Литература

1. Байков А. А. О непрерывно-прерывистом развитии и скорости роста рифов // Литология и полезн. ископаемые, 2004. № 5. С. 550–556.
2. Байков А. А., Седлецкий В. И. Литогенез (мобилизация, перенос, седиментация, диагенез осадков). Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 1997. 447 с.
3. Кузнецов В. Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 304 с.
4. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
5. Наливкин Д. В. Учение о фациях: в 2 т. Т. 2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 534 с.



О РАЗНООБРАЗИИ ПЕРМСКИХ РИФОВ

И. С. Барсков

Московский государственный университет, Москва;
barskov@hotmail.com

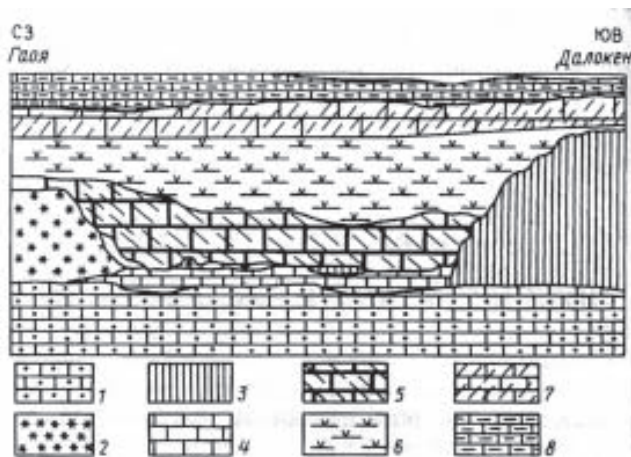
Пермские рифы обладают максимальным для палеозоя разнообразием, как в систематическом составе рифостроящих организмов, так и в их геологическом положении. По составу каркасных организмов в перми выделяется, по крайней мере, пять типов рифов: 1) палеоаплизинно-тубифитовые, 2) сфинктозоа-губковые, 3) мшанково-криноидные, 4) коралловые, 5) микробные. Первые два типа наиболее широко распространены и хорошо изучены, возможно, потому, что их прошлое и современное геологическое положение имеет существенный «углеводородный» потенциал. Классическими примерами их являются система барьерных рифов в Предуральском краевом прогибе, в Делавэрском бассейне и в других регионах мира. Мне посчастливилось ознакомиться со всеми типами в разных районах и хотелось бы остановиться на трех последних типах.

Мшанково-криноидные рифы Волго-Уральской области. Развита в пределах Вятского вала в бассейне р. Немда, встречаются и южнее. Впервые они были описаны в 30-е годы М. Г. Солодухо [2], но подробно не изучались. Рифовые постройки представляют собой холмообразные тела высотой 15–25 м почти изометрической формы в плане, протяженностью в первые сотни метров. По расположению и форме они могут рассматриваться как типичные пачриффы, располагавшиеся на обширной карбонатной платформе. Рифовые тела сложены плотными доломитизированными и участками окремненными микритовыми известняками. Наиболее крупные были вскрыты карьерами и разрабатывались на бутовый камень и известково-доломитовую муку. В настоящее время в большинстве из них «продуктивные» собственно рифовые отложения выбраны, и карьеры заброшены. В еще существующем карьере Чимбулат удалось установить следующие особенности строения и развития рифа. Основателями рифогенной постройки были криноидеи: нижние 4–5 м разреза представлены рудстоунами, сложенными почти нацело разноразмерными разрозненными члениками криноидей. Цемент и другие биокласты практически отсутствуют. Выше появляются многочисленные мшанки, представленные всеми жизненными формами. Каркасную роль выполняют ветвистые и сетчатые (фенестеллоидные) формы в качестве биндеров выступают пластинчатые колонии. Всего из района развития этих рифов описано около 40 видов мшанок. В некоторых случаях в теле рифа сохранились небольшие первичные полости, в которых можно наблюдать вертикально стоящие колонии ветвистых мшанок и столбики стеблей криноидей. Эти полости не заполнены ни первичным, ни вторичным спаритовым цементом. Верхняя часть рифового тела представлена микритовыми водорослевыми доломитизированными и окремненными известняками, залегающими в виде глыб

размером от полуметра до десятков метров, промежутки между которыми заполнены оомикритом. Формирование рифовых построек происходило в фотической зоне, но они никогда не достигали уровня волновой эрозии. Мшанки и криноидеи выполняли не только, и может быть и не столько конструкционную (построение каркаса), сколько функцию улавливания и стабилизации тонкого осадка (баффлер-функция), что впрочем является основной функцией типичных пачриффов и в современных морях. Конечной фазой развития был выход поверхности рифа на уровень волновой эрозии, о чем свидетельствует перекрывающая рифовые отложения пачка слоистых, часто неправильно слоистых, известняков с несортированными скоплениями (часто представляющими собой ракушняк), раковинами брахиопод и цефалопод. Присутствие здесь аммоноидей позволило датировать отложения казанского яруса региональной шкалы роудским ярусом Международной шкалы [1]. Ряд признаков вышележащих отложений (присутствие белых «обратно оолитовых» известняков с мелкими двустворками, гастроподами и остракодами) свидетельствует о наступлении лагунных, возможно, опресненных, обстановок.

Коралловые рифы в округе Цили (провинция Хунань, Китай). Редко встречающийся в перми тип рифовых построек. Они известны в Японии (терейн Ю. Китаками), в Тайланде (плато Хорат), в Омане (разрез Саит Хотат), и Ю. Китае (несколько разрезов в районе Цили) [3, 4]. Рифовые постройки в районе Цили существовали в самом конце перми в течение второй половины чансинского века. Согласно предыдущим исследованиям [4, 5], коралловые рифы в разрезах Каньждапин и Шеньсянь представлены краевым рифом с ядром, сложенным каркасом из колониальных кораллов *Waagenophyllum* мощностью до 40 м и протяженностью не менее 4 км. Ядро рифа окружено предрифовыми и зарифовыми карбонатами. Губки не образуют рифовых построек. Изученный нами профиль от разреза Гаоя до разреза Далокен показывает иное строение этого рифового комплекса (см. рисунок).

В разрезе Гаоя вскрывается коралловый риф, сформировавшийся на твердом основании из обломочных криноидных грейнстоунах, которые перекрывают более глубоководные мадстоуны с конкрециями и линзами кремней, относящиеся к ярусу вучапин. Рифовое тело построено практически моновидовым сообществом кораллов *Waagenophyllum*. Отдельные колонии достигают высоты полутора — двух метров и имеют примерно такой же диаметр. Пространство между колониями заполнено среднезернистым обломочным материалом, представленным обломками кораллов и члениками криноидей. Мощность собственно кораллового рифового тела — 35–40 м, протяженность не менее 1 км. Выше залегают пакстоуны-грейнстоуны с остатками нормально морской фауны — фораминиферами, моллюсками, фрагментами криноидей и известковых губок. На них залегает пачка водорослево-фораминиферовых (крупные фораминиферы отсутствуют) пакстоунов, переходящих в косослоистые оомикриты, которые формировались в мелководной обстановке, возможно с нарушенным солевым режимом. На них с несогласием залегают тонкоплитчатые известняки нижнего триаса. В вер-



Схематический разрез рифового комплекса района Цили: 1 — известняки с кремнями, основание рифового комплекса; 2 — коралловый риф; 3 — водорослево-губковый риф; 4 — пакстоуны-вакстоуны с изолированными пач-рифами в переходной зоне; 5 — грейнстоуны-пакстоуны; 6 — водорослево-фораминиферовые пакстоуны; 7 — косоугольные ооидные известняки; 8 — темные тонкослоистые известняки нижнего триаса.

тикальном разрезе рифовое тело имеет закономерное ритмичное строение. Отдельные горизонты, состоящие из колоний кораллов, мощностью 0,5—2 м, подстилаются и перекрываются прослоями обломочных известняков-грейнстоунов различной мощности. Между верхними слоями грейнстоунов предыдущего кораллового горизонта и нижним прослоем грейнстоунов последующего прослеживаются линзовидные полости, заполненные белым крупно кристаллическим кальцитом. От них в ниже лежащие слои вплоть до коралловых горизонтов иногда отходят жилы, выполненные тем же кальцитом. Нижние горизонты ритмов несомненно являлись твердым основанием для периодического возобновления роста колоний кораллов. Верхние грейнстоуны представляют собой продукты разрушения коралловых колоний при достижении поверхностью рифа уровня волновой эрозии. Наличие полостей, заполненных крупнозернистым кристаллическим кальцитом, свидетельствует о периоде субаэральной обстановки и осушения рифового тела с вероятным растворением его поверхности распресненными водами. В изученном 30-метровом разрезе выявлено не менее 10 таких периодов. В кровле рифового тела прослежены свидетельства самого длительного периода осушения. Здесь размеры полостей, заполненных кальцитом, имеют размеры до 0,5 м, а вертикальные и наклонные жилы пронизывают нижележащие отложения на 1,5—3 м. С этого момента коралловый риф прекратил свое существование. Этот период, по-видимому, связан с глобальным эвстатическим повышением уровня моря, который фиксируется в середине чансинского века.

К юго-востоку от кораллового рифа, в разрезе Даложен на расстоянии ок. 4 км располагался водорослево-губковый риф. Рифовые постройки были разделены ла-

гуной, отложения которой представлены пакстоунами-вакстоунами с отдельными небольшими пачрифами (0,5—1 м). Основное тело представлено строматопоридами, биндерами служат пластинчатые известковые водоросли. Перекрываются рифовые отложения косоугольными ооидными известняками и выше — триасовыми отложениями. Водорослево-губковый риф закончил свое существование значительно позже кораллового, практически до границы с триасом. Рифогенные постройки этого типа пережили пермо-триасовый кризис и известны из раннего триаса, до появления новых рифов мезозойского облика.

Микробиальные рифы Чэньчжоу (Ю. Хунань, Китай). В этом районе распространены массивы пелитоморфных неслоистых микробиальных известняков мощностью от 50 до 100 м и протяженностью в сотни метров. Известняки черного и темно-серого цвета, местами с пятнами, напоминающими расплывчатые оолитовые структуры, на отдельных участках с неправильной микрослоистостью и тромболитовой текстурой. Макроскопические органические остатки отсутствуют. В ассоциации с массивными известняками, хотя и в не ясных геологических отношениях с ними, присутствуют тонкослоистые мадстоуны, в которых найдены радиолярии, отпечатки мелких аммоноидей и псевдопланктонных двустворок, бентосная фауна отсутствует. Эти особенности позволяют предположить, что образование построек происходило афотической зоне. Возможно, что ответственными за их формирование были не фототрофные, а хемотрофные микроорганизмы, источником нутриентов и энергии служили гидротермальные эманации или сипы. Некоторым подтверждением этому является обнаружение в микритовых известняках следов медной минерализации. Это позволяет понять и высокий уровень трофности среды, приводивший к накоплению в донных осадках большого количества неокисленного органического вещества.

Работа выполнена в рамках программы N 15 Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем».

Литература

1. Леонова Т. Б., Есаулова Н. К., Шиловский О. П. Первая находка казанских аммоноидей в Волго-Уральском регионе // ДАН, 2002. Т. 383. № 4. С. 509—511.
2. Солодухо М. Г. Казанские отложения бассейна р. Немда // Ученые записки Казан. ун-та, 1954. Геология. Т. 114. Кн. 3. С. 127—143.
3. Kawamura T., Machiyama H. Late Permian coral reef complex, South Kitakami Terrane, Japan // Sedimentary Geology. V. 99. № 3—4. 1995. P. 135—150.
4. Shen Jan-wei, Kawamura T., Yang Wan-rong. Upper Permian Coral Reef and Colonial Rugose Corals in Northwest Hunan, South China // Facies. 1998. V. 39. P. 35—66.
5. Wang Yongbiao, Xu Guirong, Lin Qixiang. Pleoecological relations between coral and sponge reef of Late Permian in Cili area, West Hunan province // Earth science-Journ / China University Geoscience, 1997. V. 22. P. 135.



ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКИЕ ПЕНТАМЕРИДЫ (BRASHPORODA) И РИФОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Т. М. Безносова

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

История развития брахиопод отряда *Pentamerida*, впервые заселивших Тимано-Североуральский палеобассейн в позднем ордовике и существовавших до среднего девона, тесно связана с изменениями условий седиментации, кардинальными перестройками морских экосистем и эпохами рифообразования [1, 2]. Наибольшее распространение представители этого отряда получили в позднеордовикское и раннеландоверийское время, когда широкое межконтинентальное их расселение охватило почти все бассейны Северного полушария. Ископаемые пентамериды представлены преимущественно крупными толстостенными, ребристыми и гладкими раковинами с массивной загнутой макушкой, относящимися батиметрически к третьему бентосному комплексу А. Буко [4].

Эволюция тимано-североуральских пентамерид сопровождалась изменениями внешней формы раковины в направлении оптимальных соотношений ее поверхности и объема, развития синуса и возвышения, складчатости [10], совершенствованием элементов внутреннего строения. В позднем ордовике и раннем силуре произошли наиболее существенные морфогенетические преобразования и сформировались основные морфологические типы раковин, принадлежавших преимущественно к свободнлежащему экологическому типу — расположение на субстрате на брюшной створке. В.П. Сапельников [6] определил девять основных морфологических типов раковин пентамерид. Из них шесть морфотипов известны у раковин пентамерид позднего ордовика, силура и девона западного Урала.

К самым древним пентамеридам, установленным в карбонатных толщах верхнего ордовика, относятся два вида — *Proconchidium muensteri* (St. Joseph) и *Holorhynchus giganteus* (Kiaer). Их появление в начале кыринского времени в Тимано-Североуральском палеобассейне совпало с непродолжительной трансгрессией, способствовавшей заселению шельфа разнообразным бентосом, в развитии которого наблюдается тенденция к гигантизму [2]. Вид *Pr. muensteri* относится к семейству *Tsherskidiidae*, а *H. giganteus* — к семейству *Virgianidae*. Интервал распространения этих видов в разрезе ограничен нижней частью кыринского горизонта (яптикшорскими слоями). Оба вида формировали одновидовые сообщества на обширном пространстве карбонатных грунтов ровного дна и вблизи рифовой постройки (риф Бадья) на Приполярном Урале. Захоронения сообществ *Pr. muensteri* и *H. giganteus* часто представляют собой крупные банки, сложенные сочлененными раковинами различных возрастных стадий, среди которых преобладают взрослые формы

и встречаются раковины в прижизненном положении. Мощность таких захоронений на Приполярном Урале достигает 1.5 м (в бассейнах рек Кожим, обн. 116 и Шугор, обн. 10). Другой тип захоронений образуют скопления разрозненных створок раковин, преимущественно брюшных, без следов ориентировки, мощностью до 1.2 м. Такие захоронения характерны для базальных слоев кыринского горизонта на западном склоне Северного и Приполярного Урала. Захоронения сообществ в толщах верхнего ордовика как бы замещают друг друга в разрезе и приурочены к нескольким уровням, не встречаясь совместно в одном слое. *Pr. muensteri* и *H. giganteus* имели широкое географическое распространение в Тимано-Североуральском палеобассейне и за его пределами — в морях Балтоскандии, Казахстана, Средней Азии [2].

Морфологические особенности раковин западноуральских *H. giganteus* (Kiaer) сочетающих черты сходства голоринхусов норвежско-балтийских, азиатских и казахстанских, позволили сделать предположение о зарождении этого вида в Тимано-Североуральском палеобассейне [7]. Семейство *Virgianidae*, к которому принадлежит род *Holorhynchus*, продолжало успешно развиваться и в раннем силуре. В то время как семейство *Tsherskidiidae*, по мнению В. П. Сапельникова [6], с точки зрения эволюции было не удачным.

Падение уровня Тимано-Североуральского моря в конце кыринского времени сопровождалось изменением условий седиментации, сокращением ареалов обитания, значительным снижением разнообразия и продуктивности биоты. Вымирание затронуло все группы организмов и в первую очередь рифостроителей — кораллово строматопоратовую фауну. В самом конце ордовика фаунистические бентосные сообщества были полностью замещены водорослевыми сообществами [3]. Это региональное событие резкого сокращения биоразнообразия рассматривается нами как отражение глобального биотического кризиса в хирнантское время, связанного с изменениями химизма, температуры, циркуляции океанических вод и понижением и уровня Мирового океана в конце ордовика

Последующий этап развития представителей отряда *Pentamerida* совпадает с обширной трансгрессией в начале силура. Среди первых силурийских брахиопод, появившихся в Тимано-Североуральском бассейне в раннем ландовери (руддане) присутствуют пентамериды *Virgiana barrandei*, затем (в аэрное) *Borealis samojedicus* и *Pentamerus aff. oblongus*. Ландоверийские пентамериды принадлежат к семействам глобального географического распространения в силурийских морях — *Virgianidae* и *Pentameridae*. Сообщества *V. barrandei*, *B. samojedicus* и *P. aff. oblongus* формировали моноксонные сообщества ровного дна. Их широкому распространению на территории от западного Урала до Северного Тимана, вероятно, способствовали условия нормальной солености, гидродинамики, стабильность трофической структуры бентоса и возможность свободной миграции. Захоронения этих сообществ наиболее часто представлены раковинами различных возрастных стадий. Значительная морфологическая изменчивость, возможно, вызванная высокой численностью особей, наблюдается у *B. samojedicus*, в захоронениях которых встречаются ассиметричные раковины, очертания которых имеют искаженный характер.

Существенное обмеление бассейна к концу лолашорского времени обусловило исчезновение почти всех бентосных организмов, за исключением строматопороидей. Регрессия продолжалась и в филипппельское время (теличи), которое примечательно началом рифообразования в силуре и крупной перестройкой экосистемы. Западная часть бассейна в это время представляла собой область мелководно-морских (лагунных) условий осадконакопления, где бурно развивались цианобактериальные сообщества и строматопороидеи. В восточной части бассейна формировались органогенные постройки. Участки между биогермами и их склоны населял разнообразный и многочисленный бентос, в том числе монотаксонные сообщества пентамеровых брахиопод *Virgianella vaigatschensis*, *Pseudoconchidium kozhimicum* (Приполярный и Северный Урал) и *Harpidium angustum* (Полярный Урал). Существование этих сообществ было связано только со специфическими условиями обитания в зоне биогермов и рифовых построек. Так, в среднем лландовери (в филипппельское время) впервые появляется отчетливая дифференциация экологических ниш, обусловленная кардинальными изменениями среды обитания и конкуренцией за ресурсное пространство.

Изменения внешней формы раковины лландоверийских пентамерид были взаимосвязаны с изменениями внутреннего строения. Например, хорошо развитые синус и возвышение и относительно короткие септальные пластины характерны для широких раковин рода *Pentamerus*. Удлинные раковины представителей родов *Virgianella* и *Pseudoconchidium* не имеют синуса, возвышения и срединной септы. Лишь у отдельных юных форм *Pseudoconchidium* наблюдается короткая, тонкая септа, которая формировалась на ранних стадиях, а затем, в процессе роста раковины, редуцировалась [7].

Географическое распространение рифолюбивых пентамерид *V. vaigatschensis*, *P. kozhimicum*, захоронения которых известны в разновозрастных толщах далеко за пределами западного склона Урала (на Тянь-Шане, северо-востоке России, юго-востоке Западной Сибири, Южном Китае), дает представление о масштабности миграции этих рифолюбивых брахиопод. Космополитизм, в целом присущий позднеордовикским и раннесилурийским брахиоподам, свидетельствует о достаточно свободном сообщении Тимано-Североуральского с другими морскими бассейнами в это время. Большое биогеографическое сходство раннесилурийских брахиопод отмечено многими палеонтологами [4 и др.].

В отложениях верхнего лландовери и венлока пентамериды не установлены на территории Тимано-Североуральского региона. Их появление и существование в лудловское время было связано только с территорией рифовых построек на Западном Урале [3]. Пентамеровые сообщества рифолюбивых в лудлове несколько разнообразнее лландоверийских по видовому и родовому составу, а также морфологическим и экологическим типам раковин, что, возможно, связано с увеличением экологических ниш. Основу сообществ составляли представители рода *Conchidium* [3, 2].

Силурийские пентамериды исчезли в конце лудлова. Они отсутствовали в морском бассейне в пржидоле, в начале раннего девона (лохкове и прагиене) и лишь в эмском веке девона, вновь заселили Тимано-Североуральский бассейн [8]. Эмские пентамериды принадлежат к семейству гипидулид и сообществам ровного дна, которые обитали в условиях высокой энергии и турбулентности [9] и относятся к родам *Zdimir* и *Gypidula*, широкого географического распространения. Представители рода *Gypidula* имеют гипидулидный морфотип раковины, а *Zdimir* — конхидиидный морфотип, который наиболее свойственен брахиоподам силура. Род *Zdimir* не имеет близкого родства с силурийскими родами и это внешнее сходство — гомеоморфное [6]. Подобные гомеоморфные формы, как у родственных, так и генетически далеких Тимано-Североуральских таксонов, вероятно, возникли в результате ограниченных возможностей морфогенеза.

Таким образом, среди пентамерид, существовавших в Тимано-Североуральском палеобассейне в разные периоды времени от ордовика до девона и характеризующихся значительной изменчивостью, хорошо прослеживается ряд параллельных экологически и морфологически сходных сообществ. Такая повторяющаяся во времени специализация может рассматриваться как особый случай параллелизма — итеративная эволюция.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 15 «Эволюция геобиологических систем» (Проект № 09-П-5-1010).

Литература

1. Безносова Т. М. Силурийские сообщества брахиопод североуральских разрезов // Геология рифов: Материалы междунар. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 20—21.
2. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 215 с.
3. Безносова Т. М. Пограничные отложения ордовика и силура Европейского Северо-Востока // Литосфера, 2005. № 4. С. 178—187.
4. Буко А. Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. 318 с.
5. Невеская Л. А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Палеозой. М.: 1998. 503 с. (Тр. Палеонтол. Ин-та; Т. 270).
6. Сапельников В. П. Морфологическая и таксономическая эволюция брахиопод (отряд пентамерид). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 231 с.
7. Сапельников В. П., Безносова Т. М. Некоторые руководящие формы ашгиллских и силурийских пентамерид Печорского Урала // Новые материалы по пентамеридам Урала. Свердловск, 1980. 47 с.
8. Цыганко В. С., Першина А. И., Халымбаджа В. Г., Юдина А. Б. // Стратиграфия и палеоэкология палеозоя и кайнозоя Северо-Востока европ. части СССР. Сыктывкар, 1987. С. 17—27.
9. Anderson E. J., Makurath J. H. Paleoeology of Appalachian gypidulid brachiopods // Paleontol., 1973. No 16. P. 381—390.
10. McGhee G. R. Jr. Shell form biconvex articulate Brachiopoda: a geometric analysis // Paleontol., 1980. Vol. 6. No. 1. P. 57—76.



ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА

И. В. Бигун

ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург; *bollun@rambler.ru*

В визейское и серпуховское время почти вся Русская платформа была занята эпиконтинентальным морским бассейном, периодически сильно мелевшим, но никогда полностью не покидавшим рассматриваемую территорию. Размер такого моря весьма велик. Позднедевонско-раннекаменноугольный бассейн Восточно-Европейской платформы протягивался не менее чем на 1800—1900 км с запада на восток и не менее чем на 3000 км с севера на юг. В нем накапливались преимущественно карбонатные отложения, и рассматривались как, осадки теплого и мелководного полносоленого моря гумидной зоны, свободно сообщавшегося с соседними морями. [1]. Распространение фаций и его изменения зависят от большого числа взаимосвязанных контролирующих факторов, таких как — изменение уровня моря, биологическая активность, химический состав вод. Относительная роль каждого из этих факторов в разных фациальных обстановках различна. Самыми универсальными факторами являются — климат и тектоника. Климат имеет решающее значение для континентальных и мелководных морских фаций. Тектонический фактор очень важен в континентальных и глубоководных морских обстановках. Колебания уровня моря неизбежно воздействуют на мелководные моря и береговую линию более сильно, чем на континентальные и глубоководные морские обстановки.

На общем фоне трансгрессивного развития бассейна карбонатонакопления в серпуховское время наблюдаются отдельные циклы осадконакопления. Эти циклы проявляются в изменении количественных параметров пород и отражают эвстатические колебания бассейна. Климат, видимо через изменение химизма вод, определял разный характер карбонатонакопления. В условиях гумидного климата соленость вод была близка к среднеокеанической, что в частности фиксируется находением морской фауны, и шло накопление известняков. В обстановке же аридного климата, при интенсивном испарении воды ее соленость повышалась, следовательно вызывало садку магнезиальных соединений, и формирование в конечном счете, доломитов. Формирование доломитов, по мнению, многих авторов, сопровождалось выпадением солей, таких как ангидрит и гипс.

На основе детального вещественно-структурного изучения пород разреза с применением модели М. Л. Ирвина [2], можно наметить три основные области карбонатного осадконакопления в серпуховское время. Прибрежная мелководная с низкой придонной

гидродинамикой (зона Z, закрытый шельф или лагуна), мелководная с высокой придонной гидродинамикой (зона Y, бары и отмели), и удаленная от берега относительно глубоководная с низкой придонной гидродинамикой (зона X, открытый шельф). Каждая из зон овеществлена в осадочных разрезах в виде набора определенных литологических видов (ЛВ) карбонатных пород. Структурные признаки явились основными и главным образом, по ним проводилось выделение ЛВ. Процентное содержание главных породообразующих минералов (кальцит, халцедон), для одинаковых ЛВ отличается, но незначительно. Структурные компоненты изучаемых отложений представлены микритом и биоморфными остатками. Детрит представлен — раковинами, двустворчатых моллюсков, брахиопод, криноидеи, фораминифер. Процентное содержание биоморфных остатков в изучаемых отложениях варьирует от 0 до 60 %. Размерность минеральных и структурных компонентов варьирует от 0.03 до 0.30 мм. Микротекстуры в изучаемых отложениях массивные. Данные отложения относятся преимущественно к зоне X (зона X — удаленная от берега относительно глубоководная с низкой придонной гидродинамикой). Нижние части изученного разреза представлены терригенными породами, такими как пески, песчаники в модели Ирвина относится к зоне Z (зона Z — прибрежная мелководная с низкой придонной гидродинамикой). Залегающие выше отложения представлены фораминиферовыми, криноидно — брахиоподовыми известняками, кристаллическими, криноидными, известковистыми, известковыми брахиоподовыми доломитами, известковистыми и известковыми брахиоподовыми кремнями. Процентное содержание главных породообразующих минералов (кальцит, доломит, халцедон) для одинаковых ЛВ отличается, но незначительно. Структурные компоненты изучаемых отложений представлены микритом, спаритом и зернами, которые представлены биоморфными остатками. По разрезу, процентное содержание данных компонентов, закономерно изменяется, а именно микритовая составляющая постепенно сменяется спаритовой. Преимущественно породы сложены микритом. Детрит представлен — раковинами брахиопод, фораминифер, криноидеи. Процентное содержание биоморфных остатков в изучаемых отложениях варьирует от 0 до 30 %. Размерность варьирует от 0 до 0.38 мм. Микротекстуры в изучаемых отложениях массивные. И относятся к зоне Y (зона Y — мелководная с высокой придонной гидродинамикой), и к зоне X (зона X — удаленная от берега относительно глубоководная с низкой придонной гидродинамикой).

Вышезалегающие отложения относятся к трем зонам: отложения, слагающие нижнюю часть разреза представлены известковистыми криптокристаллическими кремнями, доломитовыми и доломитистыми микритовыми известняками, а также кристаллическими доломитами относятся к зоне X (зона X — удаленная от берега относительно глубоководная с низкой придонной гидродинамикой). Доломитовые, доломитистые, двустворчато-криноидные, криноидно-двустворчатые известняки; известковистые и известковые кремни, относящиеся к средней части разреза относятся к зоне

У (зона У — мелководная с высокой придонной гидродинамикой). Верхняя часть разреза представленная, известковистыми окремненными доломитами; относится к зоне Z (зона Z — прибрежная мелководная с низкой придонной гидродинамикой). Процентное содержание главных породообразующих минералов (кальцит, доломит, халцедон) для одинаковых ЛВ отличается, но незначительно. Структурные компоненты изучаемых отложений представлены микритом, спаритом и зернами, которые представлены биоморфными остатками. По разрезу, процентное содержание данных компонентов, закономерно изменяется, и это хорошо видно на представленных диаграммах. Доломитизация, являющаяся вторичным признаком, существенно затушевала первичные признаки, и максимально проявлена верхах разреза, а также сопровождается появлением солей (ангидрит, гипс). Что явно может говорить о смене климата. Детрит представлен — раковинами брахиопод, двустворчатых моллюсков, криноидеи. Процентное содержание биоморфных остатков в изучаемых отложениях варьирует от 0 до 60 %. Размерность варьирует от 0 до 0.57 мм. Микротекстуры в изучаемых отложениях массивные.

Подобным образом в пределах района исследований было проанализировано девять разрезов и проведена их корреляция.

В целом разрез карбонатных пород серпуховского яруса, имеет циклическое строение. Смена ЛВ карбонатных пород в пределах циклотем определялась флуктуацией особенностей обстановок осадконакопления. Резкие смены ЛВ в разрезах соотносятся со сменой циклотем. Они приурочены к характерным контактам пластов и отражают новые циклы карбонатного осадконакопления. Примененный в работе детальный количественный петрографический анализ позволил успешно проанализировать флуктуации седиментационного режима в эпиконтинентальном бассейне серпуховского времени и провести корреляцию разрезов в пределах района исследований.

Литература

1. Кузнецов В. Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учебн. пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.
2. Irwin M. L. General theory of epeiric clear water sedimentation // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 49. 1965. P. 445—459.

ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ РИФЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ И ОПЫТ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Б. П. Богданов

ОАО «Газпром промгаз», Ухта

О том, что в Тимано-Печорской провинции месторождения нефти и газа открыты в зонах верхнедевонских рифов, знают многие, а то, что и сегодня продолжающиеся открытия являются плодом реализации специальной программы известно немногим.

Отложения доманиково-фаменского стратиграфического диапазона толщиной от 200 до 2500 м на территории провинции имеют повсеместное распространение за исключением участков выходов его на дневную поверхность в пределах структур Тиманского кряжа, гряды Чернышева, Уральской и Новоземельской складчатых систем.

Первый этап изучения отложений в обнаженных участках связан с именами Ф. Н. Чернышева, Д. В. Наливкина, которыми в середине и конце прошлого столетия были впервые в пределах Тиманского кряжа описаны разрезы, отнесенные по стратиграфическим определениям к отложениям девонской системы.

Второй этап начался с высадкой на р. Ухта Ухтинской экспедиции в 1929 г. По материалам экспедиции Н. Н. Тихонович (1930 г.) предложил сводный разрез девонских отложений по р. Ухта, который до сих пор используется геологами. Были выделены снизу вверх доманиковая, ветласянская, сирачой-бельгопская, ухтинская, ижемская свиты. В 1944 г. А. Н. Розанов определил принадлежность верхнедевонских отложений до ухтинской свиты включительно к франскому ярусу. Отложения ижемской свиты, объем которой по сравнению со схемой Н. Н. Тихоновича был уменьшен (исключены гипсоносные слои), он выделил как фаменский ярус. В 1957 г. В. А. Разницын в разрезах Нижнеомринской площади расчленил отложения фаменского яруса на нижний и верхний подъярусы. В начале пятидесятых годов на Ньюмылгской, Джебольшкой и Среднемылвинской площадях был вскрыт необычный для провинции разрез верхнего девона, весь представленный доманиковыми фациями.

В 1956 г. А. И. Ляшенко выделил в разрезе отложений верхнего девона Ухтинской складки нижнефранский подъярус, среднефранский подъярус в составе доманиковой, лыаельской и ветласянской свит; верхнефранский подъярус в составе сирачойской, ухтинской и устьухтинской свит и ижемскую свиту фаменского яруса. На основании сравнительного анализа комплексов брахиопод он дал корреляцию разреза Южного Тимана с Центральным девонским полем и Волго-Уральской областью. Эта работа имела большое значение для перехода от местной стратиграфической шкалы к унифицированной номенклатуре.

По схеме МСК 1962 г., в Ухтинском районе в составе франского яруса на фаунистически охарактеризованных от-



ложениях саргаевского горизонта согласно залегают доманиковская, лыаельская, ветласянская, бельгопская, сирачойская, ухтинская свиты.

С 1957 г. началось бурение глубоких скважин на нефть и газ в пределах Ижма-Печорской синеклизы. Были открыты залежи нефти в карбонатах франского и фаменского ярусов на Западно-Тэбукской структуре и структурах Мичаю-Пашнинского вала, что потребовало тщательного изучения отложений.

Значительный вклад в изучение верхнедевонских отложений в этот период и более позднее время внесла Т. И. Кушнарёва. В 1961 г. ею составлен отчет «Доманиковские фации среднефранского бассейна Тимано-Печорской провинции», основные положения которого и сегодня актуальны. Для южной части провинции от широты Усть-Цильма — Кипиево до Колво-Вишерского края по данным бурения (тогда бурением была охвачена только эта территория) и обнажений в пределах Тиманского кряжа были нанесены контуры доманиковых фаций саргаевского, доманиковой, лыаельской горизонтов и свит франского и фаменского ярусов, которые связывались с областями некомпенсированного пригибания. К западу доманиковые фации всех горизонтов замещались карбонатными или терригенными светлоокрашенными породами. Для доманиковой впадины западная граница устанавливается четко — по зоне развития барьерного рифа, которая уверенно прослежена от Эжвадора до Эшмеса, предположительно до Кипиево на севере, и до Джежим Пармы на юге. На основании данных А. И. Першиной по разрезам правобережных притоков р. Печоры Т. И. Кушнарёвой восточная граница доманиковой впадины ограничивалась зоной мелководья, в пределах которой развивались рифовые фации. В этой же работе выявлена закономерность: зона развития рифовых отложений протягивается вдоль сланцевых гряд Джежим-Пармы, Оч-Пармы и Вымско-Вольской гряды, которые приурочены к древнему региональному разлому. При рассмотрении палеофациальной обстановки среднефранского времени в региональном плане Т. И. Кушнарёвой обращено внимание на полную аналогию в распределении фациальных зон в Тимано-Печорской провинции и Волго-Уральской области, что подтверждает общность условий геологического развития их.

Притоки нефти на Западно-Тэбукской площади из фаменских отложений заставили обратить пристальное внимание на эти отложения. В частности литолого-петрографическое изучение образцов из пласта Ф1 елецкого горизонта, представленного чистыми водорослевыми известняками, позволило типизировать этот пласт как биостром (Кушнарёва Т. И. и др., 1962 г.) Позднее на биостромы пласта Ф1 обратил внимание А. В. Соломатин [7], который считал, что «во время трансгрессии на повышенных участках дна нижнефаменского бассейна создавались благоприятные условия для роста водорослевых биостромов, обладающих высокой первичной пористостью и проницаемостью».

Многолетние исследования верхнедевонских отложений на Тимане и прилегающих территориях осуществлял З. И. Цзю, который считал, в частности, что сирачойские отложения в стратотипическом разрезе на р. Ухта (урочище Сирачой) представлены толщей переслаивания шельфовых светлых толстоплитчатых известняков и мергелей, а в районе поселка Седью переходят в рифогенные известняки.

В 1966 г. появилась работа Т. И. Кушнарёвой, Н. Д. Матвиевской [5], которая положила начало третьему этапу изучения верхнедевонских карбонатных отложений — целенаправленному изучению рифогенных образований в связи с перспективами их нефтегазоносности. В пределах Печорской депрессии было отмечено существование трех типов верхнедевонского разреза, каждый из которых отвечал особой структурно-фациальной зоне. На примере Западно-Тэбукской площади показано взаимоотношение указанных структурно-фациальных зон, центральная из которых сложена рифогенными известняками. Эта зона из района Западного Тэбука была протрассирована через разрезы скважин 9-Ираель, 1-Верхний Сэбысь, 1-Кипиево, т. е. через те районы, где сегодня выявлена геолого-геофизическими исследованиями Тэбук-Сотчемьюская зона рифов. Этими же исследователями под репером Г выделен пласт Ф₀, с которым связаны основные запасы нефти рассматриваемой зоны рифов.

В 1969 г. М. М. Грачевским, Ю. М. Берлиным, И. Т. Дубовским, Ф. Ульмишекком [4], в частности, освещены вопросы строения верхнедевонско-нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений Тимано-Печорской провинции. На основе биостратиграфического, палеоклиматического, палеогеоморфологического, ритмостратиграфического, палеогеоморфологического критериев корреляции была предложена схема строения верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений, имеющая сегодня решающее значение в понимании обстановок седиментации этого времени. На основе корреляции разрезов верхнедевонских и каменноугольных отложений Тимана, Ижма-Печорской синеклизы М. М. Грачевский и его соавторы составили модель, в основу которой положено существование в позднедевонско-этреньское время аккумуляционно-топографической впадины, обрамленной карбонатным шельфом и заполненной в джебольскую регрессию песчано-глинистым комплексом осадков. На приложенной в работе карте отображены края карбонатных шельфов (барьерные рифы) мендымского и позднефранского возраста, намеченные в упомянутых работах Т. И. Кушнарёвой, Н. Д. Матвиевской [4, 5]. За глубоководные аналоги верхнефранских шельфовых и рифогенных образований приняты характерные образования типа доманика. Восточнее выделен верхнеэтреньский барьерный риф, палеорельеф которого компенсирован джебольской толщей заполнения. Кроме барьерных рифов в рассматриваемой работе на примере Нижнеомринской и Исаковской площадей показано развитие органогенных построек типа карбонатных банок и одиночных куполов.

Восхищаясь предложенной М. М. Грачевским и соавторами моделью верхнедевонско-каменноугольных отложений Тимано-Печорской провинции, отметим, что основной фактический материал здесь был подготовлен Т. И. Кушнарёвой.

Можно предположить, что такой стройной модель не получилась бы без материалов исследований, проведенных Н. Г. Чочиа [10] на смежной территории Колво-Вишерского края, на которых также необходимо остановиться подробнее, т. к. геологическая ситуация девонского времени этого края чрезвычайно напоминает таковую в Верхнепечорской впадине да и всей провинции.

На этой территории, охватывающей область сочленения Тиманского кряжа и Уральской складчатой системы

(Джежим-Парма, Ксенофоновское поднятие, верховья р. Печора) для средне-позднефранского, фаменского времени намечены контуры некомпенсированной впадины с характерной литологической и фаунистической характеристиками золотихинской и губахинской свит, обрамленной с запада разновозрастными рифогенными образованиями, развитыми по краю мелководного шельфа. Внутри некомпенсированной впадины отмечено широкое развитие рифовых известняков и банок, приуроченных к наиболее подвижным участкам территории края, каковыми являлись площади Джежим-Парминской,

Полюдовской, Колчимской, Акчимской антиклиналей, район среднего течения р. Унья, верховья рек Язьва и Акчим. Среди рифостроителей отмечены водоросли, строматопоры, кораллы, брахиоподы, криноидеи и др. Мне представляется, что в рассматриваемой работе с поразительной детальностью показано строение одиночных построек типа банок, по которому можно проследить все этапы их формирования. На примере Акчимской постройки видно, что развитие ее начинается с доманиковского времени, когда она представляла собой небольшой зародыш (размером 3х3 км, высотой до 50 м), на обломочных и депрессионных фациях, которых расширяясь по площади в регрессирующем бассейне, к концу фаменского века сформировался массив высотой до 550—600 м и размерами приблизительно 20х20 км. Такое строение одиночных карбонатных построек на детально отработанном материале многое раскрывает для понимания моделей подобных образований на территории Тимано-Печорской провинции.

Подводя итоги анализа работы [4], надо отметить громадную заслугу М. М. Грачевского в том, что при использовании установленных им критериев корреляции разнофациальных толщ, особенно ритмостратиграфического и палеогеоморфологического, во внешне однородных мотонных толщах светлых известняков и доломитов были обнаружены перерывы в осадконакоплении, которые показали цикличное строение этих толщ, когда времени перерыва на мелководном шельфе в прилегающей аккумуляционно-топографической впадине соответствовало накопление глинистых толщ компенсации, толщина и область накопления которых зависела от интенсивности сноса. Перерывы в седиментации на участках мелководного шельфа связывались преимущественно с эвстатическими понижениями уровня моря. Подобной трактовке причин перерывов в настоящее время уделяется мало внимания в провинции.

В работе А. А. Султанаева, В. И. Богацкого, Т. И. Кушнаревой [8] рассмотрено строение Вангыр-Вишерского и Лемвинского палеопрогибов, разделенных цепью поднятий, вытянутых вдоль всего Северного и Полярного Урала и фиксируемых отложениями фаций отмелей и биогермов. Зона поднятий, характеризующаяся на протяжении длительного времени (от позднего ордовика до среднего карбона) мелководным типом осадконакопления, была западным обрамлением внешнего прогиба палеозойской Уральской геосинклинали. Фаменско-турнейские рифы отмечены также по западному борту Вангыр-Вишерского прогиба.

И. Т. Дубовской, А. В. Соломатин [3] наметили зоны семилукско-бурегского, сирачойского, ухтинского барьерных рифов на территории Большеземельской тундры (от Юрьяхи до Хорейверской впадины). Эта схема, получила

подтверждение только на участке между Юрьяхой и Хорейверской впадине.

Продолжавшиеся палеонтологические исследования на таком геологическом полигоне, каким является Ухтинская складка Тиманского кряжа, дали новые материалы для понимания обстановок седиментации в девонском палеобассейне. Изучения остракод, проведенные Н. А. Фокиным [9], показали, что в лыаельской свите толщиной 60—90 м, представленной переслаиванием доманиковых фаций и глинисто-мергелистых прослоев, залегающей согласно на доманиковой свите, сконцентрирована Ыджидская свита («бухиоловый горизонт») Б. К. Лихарева, имеющая в стратотипе толщину 40—45 м, ветлянская свита (150—190 м), сирачойская свита (свыше 200 м в рифовом разрезе р. Седью), а также часть ухтинской свиты. Тем самым еще раз доказано дельтовидное заполнение аккумулятивно-топографической впадины. Данные Н. А. Фокина подробному расчленению лыаельской свиты по остракодам нашли подтверждение в работе Т. И. Кушнаревой и Л. Г. Раскатовой [6], которые к подобному выводу пришли на основании изучения палинологических комплексов.

В 1977 г. Т. И. Кушнарева опубликовала монографию «Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции», в которой подробно рассмотрены вопросы истории исследований, стратиграфии, литологическая характеристика, условия формирования, этапы развития бассейна этого возраста. На палеогеографических схемах, составленных для задонского, елецкого, верхнефаменского времени нашел отображение Восточный риф, развивавшийся между Вангыр-Вишерским и Лемвинско-Евтропинским некомпенсированными прогибами, и только в позднефаменском бассейне отмечено наличие рифов и на западном борту Вангыр-Вишерского прогиба в субмеридиональной полосе от северного окончания гряды Чернышева до Ксенофоновского поднятия.

В 1978 г. для провинции А. А. Геодекином, И. Т. Дубовским, Н. Д. Матвиевской [2] составлена схема строения верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений, на которой выделены десять непрерывно-линейных барьерно-краевых рифов (из них три — франского возраста, семь — фаменско-турнейского), обрамлявших древние палеошельфы, а также одиночные рифы позднефранского возраста. По этой модели, большинство намеченных барьерно-краевых рифов в северной части провинции трассируются субпараллельно границам крупных тектонических элементов. С позиций существующих материалов наиболее обоснованным представлялось выделение верхнефранских и задонского рифов.

Кроме рассмотренных выше, в период 1966—1978 г. были опубликованы многие другие работы, в которых рассматривались верхнедевонские рифы, строение которых вписывалось в уже известные модели.

Четвертый этап изучения верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции, когда была принята программа выработки методики картирования рифов комплексом геофизических методов и параметрическим бурением на примере Тэбук-Висовского полигона, совпадает по времени (конец 70х годов) с переходом сейсморазведки на методику ОГТ.

В 1978 г. вышел отчет о сейсморазведочных работах МОГТ на Южно-Тэбукской площади, положивший на-



чало отчетам по планомерному трассированию барьерного рифа ухтинского возраста (Панцерно и др., 1978 г.) с целью выявления в его пределах ловушек нефти и газа. Параллельно с проведением сейсморазведочных работ в выявленной рифовой зоне от Южно-Тэбукской структуры на юге до Сотчемьюской на севере проводилось параметрическое и поисковое бурение, детальные гравиразведочные, электроразведочные работы, отчеты о которых написаны Н. И. Никоновым, Р. А. Сеппо, С. И. Максимовой, Н. Г. Плякиной, Е. С. Подловилиным и др. На этом полигоне отработаны тысячи километров сейсморазведочных профилей, тысячи точек гравиразведки и электроразведки, пробурены скважины после открытия небольшого Южно-Тэбукского месторождения, выявлены Кабантывисовское, Западно-Нерцовское, Аресское, Северо-Аресское, Северо-Ираельское, Сотчемьюское, Восточно-Сотчемью-Тальйюоские, Чикшинское, Северо-Ниедзьюское, Южно-Терехевейское нефтяные месторождения.

Одним из первых обобщающих исследований по оценке эффективности примененного на данном полигоне комплекса геолого-геофизических методов следует считать работу [11], выводы которой актуальны и сегодня.

В качестве основных признаков выделения верхнефранских рифовых массивов на сейсмических разрезах выдвинуты: четкие аномалии волнового поля, обусловленные литофациальными особенностями разреза, а именно изменение количества сейсмических горизонтов и их прослеживаемости, появление аномальных осей синфазности различных наклонов, изменение динамических характеристик импульсов отраженных волн; появление серии сейсмических клиноформ, последовательно сменяющих друг друга вкрест простирания фациальных зон, отражающих изменение мощностей слагающих аккумулятивную террасу отложений: зарифовых, рифовых и предрифовых; значительные латеральные изменения скоростей, в том числе аномальное повышение скоростей в рифовом массиве, обуславливающее аномалии средних, пластовых и интервальных скоростей и, видимо, наличие ложных антиклинальных перегибов линии t_0 ниже подошвы рифа; присутствие малоамплитудных антиклинальных перегибов на кровле рифогенной толщи, выполаживающихся в отложениях карбона и нижней перми.

А. С. Бушуев, А. П. Козуб [1] на примере Тэбук-Висовского полигона установили, что по материалам сейсмокаротажа и акустического каротажа скважин рифы позднедевонского возраста юга провинции проявляются в поле скоростей как положительные аномалии по отношению к скоростям вмещающих отложений. По материалам МОГТ рифовые образования проявляются неоднозначно, но также являются аномалиями, что может служить дополнительным их поисковым признаком.

С проведением сейсморазведки МОГТ в северной части провинции на временных разрезах стали отмечаться зоны аномальной записи, которые по комплексу признаков, а иногда и без таковых, были отождествлены с наличием в разрезе верхнедевонских отложений рифогенных образований, преимущественно барьерного типа. От Командиршорской площади до Седьягинской в 1980—1988 гг. протрассирован барьерный риф ухтинского возраста (Т. М. Москалева, А. И. Корнилова, Е. Н. Бунин, Р. И. Бирон, С. Г. Фокина, А. Ф. Невидимова и др.). Выявлены аномалии волнового поля, отождествляемые с си-

рачойским (?) барьерным рифом на Северо-Командиршорской, Среднехарьягинской площадях (Т. М. Москалева, А. И. Иванова и др.), где открыты одноименные месторождения. На севере Печоро-Колвинского авлакогена исследованиями И. А. Тенина, И. А. Шаблыгиной и других намечены аномальные зоны, отождествляемые с рифогенными постройками. В центральной части Хорейверской впадины работами сейсморазведочных партий выявлено большое число аномалий сейсмической записи, связываемых с рифогенными постройками (А. И. Иванова, Р. И. Бирон, В. П. Усик, И. Грицкевич, А. И. Корнилова, Ю. Г. Корпачев, Е. Н. Бунин, Л. И. Бунина, Л. Ф. Пильник, Н. Н. Шабалкина и др.), после проведения глубокого бурения, на которых в большинстве случаев подтвержден рифовый характер отложений, выявлены залежи и месторождения нефти. На севере Хорейверской впадины работами ПГО «Севзапгеология» по аномалиям на временных разрезах закартированы рифовые постройки (Г. Л. Смирнова, М. Н. Паталов, Т. А. Алимова, В. Н. Ростовцев, И. А. Тенин, И. А. Шаблыгина и др.), часть которых оказалась продуктивной. Аномалии волнового поля рифового типа закартированы в пределах Предуральского и Предновоземельского передовых прогибов (В. А. Курильчик, Н. Г. Жукова, Т. А. Лисина, Н. Коршунова, В. И. Веселова, О. Т. Сурова, Т. В. Зимина и др.), природа части, которых подтверждена глубоким бурением. Картирование сейсморазведкой рифов в Ижма-Печорской синеклизе (А. И. Канева, Н. С. Моклученко, Т. М. Волошененко и др.), проверка их бурением привели к открытию нефтяных месторождений и залежей на Низевой, Макарьельской, Верхневольминской, Южно-Седмесской, Южно-Низевой площадях. Кроме Верхнелодминской рифовой постройки, вскрытой бурением до постановки сейсморазведки МОГТ, в Денисовской впадине выявлены рифовые аномалии на Трошской, Верхнеамдермаельской, Южно-Юрьянской, Лекъюской, Южно-Зверинецкой, Баяндынской, Устьюрьянской и других площадях (А. Ф. Невидимова, Р. Отойкова, А. Г. Казанцева, Е. А. Зеленская и др.), часть из которых тоже оказалась продуктивной.

Кроме рассмотренных, значительное число работ посвящено исследованиям литологического, фаунистического состава отложений, изучению их коллекторских свойств как по территории провинции, так и на отдельных площадях, среди которых надо отметить публикации и отчеты А. И. Елисеева, А. И. Першиной, Л. А. Гобанова, Б. С. Шутова, Н. В. Беляевой, В. Б. Евдокимова, В. А. Стениной, К. Я. Троценко, П. Н. Кокина, В. П. Елохина, В. С. Коваленко, А. С. Голованя, М. Фирера, Б. Г. Ахматова, Е. Г. Милушкиной, И. Я. Персовой и многих других.

В 1981—1990 г. г. в ПГО «Печорагеофизика», в ТПО ВНИГРИ проводились тематические работы по рифовой проблеме, одним из исполнителей которых являлся автор данного доклада. Под строгим, требовательным оком тогдашних НТС для верхнедевонских отложений были сделаны следующие выводы:

1. Детальная корреляция разнофациальных верхнедевонских отложений, проведенная на основе биостратиграфического, ритмостратиграфического, палеогеоморфологического, сейсмостратиграфического критериев, выявила более детальное циклическое строение их, чем это предполагалось ранее. Выделены десять трансгрессивных

циклов, с которыми связаны этапы рифообразования: раннедоманиковский, позднедоманиковский, речичский, ранневоронежский, поздневоронежский, евлановский, ливенский, задонский, среднефаменский и позднефаменский. С регрессивными циклами, тобысьским, веселокутским, ветласянским, Седьюским, большекеранским, тэбукским, савиноборским, лемьюским, вежаюским — связано накопление толщ заполнения внутри некомпенсированной впадины. Анализ отложений в обнажениях, скважинах в совокупности с сейсмофациальным анализом показал региональное развитие в пределах ТПП выделенных циклов седиментации.

2. На основании морфогенетических критериев выполнена типизация карбонатных построек, являющихся основной особенностью трансрессивных циклов осадконакопления. Выделены: краевые рифы, изометрично-кольцевые (атолловидные) постройки, одиночные рифы, шельфовые постройки (биостромы), Лемвинский барьерный риф.
3. Установлено, что среди вмещающих отложения рифовой генетической группы резко отличаются своими фильтрационно-емкостными свойствами. Для гребневых частей рифов характерно наличие карстовых полостей, фиксируемых при бурении провалами инструмента и поглощениями промывочной жидкости, коллекторов каверново-поровых, поровых, трещинно-поровых. Распределение коллекторов и покрышек в пределах карбонатных построек и вмещающих их отложений показано на примере седиментационно-емкостных моделей.
4. Анализ распределения фильтрационно-емкостных свойств на основании данных лабораторных определений, материалов ГИС, особенностей нефтегазоносности показал, что для верхнедевонских карбонатных отложений характерны структурные и литологически ограниченные ловушки нефти и газа. К ним приурочены массивные, массивно-пластовые, пластовые залежи. Основную часть на опосредованных объектах составляют залежи массивно-пластовые и пластовые в структурах облекания рифовых массивов, структур формирующая роль которых очевидна.

В период интенсивного изучения верхнедевонских рифов до окончания в 2006 г. не гласным координатором, связывающим исполнителей разных ведомств и организаций, являлся В. Вл. Меннер, которому принадлежат многие работы придающие геологическую строгость результатам наших исследований. Его и соавторов опубликованные и рукодельные палеолитологические профили, стратиграфические схемы и модели, проинтерпретированные разрезы скважин помогают нам и ныне в исследованиях.

Масштабные обобщающие докторские работы Н. В. Беляевой (1999 г.), Л. В. Пармузиной (2005 г.) содержат результаты их многолетних исследований, способствующих выбору направлений геологоразведочных работ. Выстроенные ими схемы развития рифов и сопутствующих фаций учитывают разрезы многих скважин при весьма вольном обращении с сейсморазведочным материалом.

Разрешающая способность современной разведки МОГТ существенно возросла за счет увеличения плотности наблюдений, которая позволяет с высокой точностью выполнить глубинные построения, фиксируя мельчайшие детали и объекты, выделять сейсмофации и особенности

их распространения. Но, как прежде, главным в этом процессе остается интерпретатор, и хотелось бы, чтобы он владел частью тех знаний, которые приготовили ему поколения исследователей.

В системе Министерства геологии РСФСР на излете недавнего государственного строя, кем-то названным «застоем», задачи по обобщению и анализу геолого-геофизических материалов в виде исходных данных по десяткам и сотням тысяч метров параметрических, поисковых, разведочных скважин, по сотням тысяч физических наблюдений гравии-, магнито-, электро-, сейсморазведки возлагались на производственные объединения «Ухтанефтегазгеология», «Печорагеофизика» и научное подразделение отраслевого института ТПО ВНИГРИ. Эти структуры имели свои комплексные экспедиции, проводившие тематики, которые были непосильны (по объемам, географии, оснащению программно-техническими средствами и т. д.) отраслевым институтам.

В силу известных исторических перемен этот механизм научного анализа громадного материала в значительной мере нарушился — не стало объединений и их структуры, а количество фактического материала возрастает, часть его аккумулируется в территориальном фонде информации, а основная часть — в нефтегазовых, геологических компаниях определенных форм собственности.

В ведущих из этих компаний в Тимано-Печорской провинции работают выпускники Ухтинского государственного технического университета (УГТУ), не без участия кафедры оснастились современными комплексами для научных исследований.

Наличие программно-технологической, методической базы при потенциальных исследованиях в лице преподавателей кафедр, аспирантов, студентов, которым надо выполнять контрольные, курсовые, дипломные работы, ставят университет в разряд центров, где могут продолжиться научные обобщения, проводившиеся ранее в геологоразведочных объединениях.

Спектр нерешенных геологических проблем даже регионального плана очень велик а прикладные задачи имеются на каждом лицензионном участке недропользователей.

Хотелось бы, чтобы решение части задач по анализу материалов было возложено на специалистов УГТУ и студентов, как это практикуется в мире.

Литература

1. Бушув А. С., Козуб А. П. О проявлении верхнедевонских рифов южной части Тимано-Печорской провинции в поле скоростей // Прогнозирование геологического разреза по геофизическим данным. Л. ВНИГРИ, 1982. С. 76—81
2. Геодекян А. А., Дубовской И. Т., Матвиевская Н. Д. Палеогеоморфологические предпосылки нефтегазогеологического районирования (на примере верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений Тимано-Печорской провинции // Палеотектоника и палеогеоморфология в нефтяной геологии. М.; Недра, 1987. 221 с.
3. Дубовской И. Т., Соломатин А. В. Перспективы нефтегазоносности рифогенных отложений верхнего девона Большеземельской тундры // Нефтегазовая геология и геофизика, 1974. №1. С. 12—15
4. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовской,



Ф. Ульмишек. Изд. 2-е перераб. и доп. М.: Недра, 1976. 296 с.

5. Кушнарёва Т. И., Матвиевская Н. Д. Рифогенные структуры Печорской депрессии и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа, 1966. № 8. С. 30-33.

6. Кушнарёва Т. И., Раскатова Л. Г. Палинологическая характеристика льяйольской свиты Южного Тимана // ДАН СССР, 1980. Т. 253. № 6. С. 1423—1428.

7. Соломатин А. В. Карбонатные коллекторы фаменского яруса Печорской впадины // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1970. № 11. С. 22—26.

8. Султанаев А. А., Богацкий В. И., Кушнарёва Т. И. Позднедевонско-раннекаменноугольные прогибы северо-востока Русской плиты и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа, 1972. № 12. С. 55—61.

9. Фокин Н. А. Остракоды и некоторые проблемы стратиграфии верхнефранского подъяруса Тимано-Печорской провинции // Геология и нефтегазоносность северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар: 1977. С. 107—115.

10. Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с.

11. Эффективность геофизических методов при поисках рифов в Тимано-Печорской провинции / Матвиевская Н. Д., Дегтерева Л. В., Кривцов К. А. и др. М., 1982. С. 22—33. (Тр. ВНИГНИ, № 237).

ЧТО МЫ ЗНАЕМ О РИФАХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Б. П. Богданов¹, А. А. Константинов¹, С. Э.
Терентьев²

¹ОАО «Газпром промгаз», Ухта

²Ухтинский государственный технический
университет, Ухта

Верхнедевонские рифы Тимано-Печорской провинции являются благодарными объектами для тех, то их изучает целенаправленно, или случайно. Это началось с Западного Тэбука и продолжается ныне, причем успех приходит иногда со второй, третьей попыток. Открытия нефтяных месторождений последних пяти лет на Баяндынской и Южно-Зверинецкой площадях в Денисовской впадине, на Хоседаюском валу гряды Чернышева и в прилегающей части Хорейверской впадины лишней раз подтверждают перспективность рифов. Баяндынская структура была выявлена в 1989 г. подготовлена к глубокому бурению сейсморазведкой в 2004 г., месторождение в зоне верхнедевонского рифа открытого в 2006 г. В 25 км к западу от разрабатываемого Возейского месторождения. И открытия на Баяндынской площади продолжаются.

На Хоседаю-Неруюской структуре месторождение в облекании рифовой постройки было открыто в 300 м от скважины № 6, пробуренной 20 лет назад.

Эти открытия стали возможны благодаря целенаправленным исследованиям.

Гигантское количество фактического материала по сотням скважин различного назначения, десяткам тысяч погонных километров сейсмических профилей, особенностям строения поля силы тяжести, магнитного поля, параметров электрических полей позволили к настоящему времени составить модель седиментации позднедевонского бассейна и отразить особенности нефтегазоносности слагающих его элементов, среди которых наиболее яркими являются месторождения в разнотипных карбонатных органогенных постройках. На основании установленных литологических, экологических, промыслово-геофизических, сейсмостратиграфических критериев в доманиково-фаменском интервале разреза установлено наличие отложений открытого шельфа, склона рифа, закрытого шельфа.

На основании морфогенетических критериев выполнена типизация карбонатных построек, являющихся основной особенностью трансгрессивных циклов осадконакопления. Выделены барьерные рифы, атолловидные постройки, одиночные рифы, шельфовые постройки (биостромы), Лемвинский барьерный риф.

Среди вмещающих отложений рифовой генетической группы резко отличаются своими фильтрационно-емкостными свойствами. Для гребневых частей рифов характерно наличие карстовых полостей, фиксируемых при бурении провалами инструмента и поглощениями промысловочной жидкости, коллекторов кварцево-поровых, поровых, трещинно-поровых. Анализ распределения фильтрационно-емкостных свойств на основании данных лабораторных определений, материалов ГИС, особенностей нефтегазоносности показал, что для верхнедевонских кар-

бонатных отложений характерны структурные и литологически ограниченные ловушки нефти и газа. К ним приурочены массивные, массивно-пластовые, пластовые залежи. Основную часть на опосредованных объектах составляют залежи массивно-пластовые и пластовые в структурах облекания рифовых массивов, структуроформирующая роль которых очевидна.

И тем не менее, при наличии модели седиментации верхнедевонских отложений, для составления которой задействованы неповторимый для провинции комплекс геолого-геофизических методов, состав исполнителей, остаются неясности с северо-западной границей доманиковой некомпенсированной впадины в Печоро-Колвинском авлакогене, в Хорейверской впадине, в Варандей-Адзвинской структурной зоне. Этот вопрос не праздный, а практический. Особый вкус его решения чувствуют нефтяники ЛУКОЙЛ-Коми, открывая и разрабатывая в барьерных рифах доманикового горизонта нефтяные месторождения Южно-Седмесское, Бедамельское, Восточно-Щельяюрское, Макарьельское, Верхневольминское, Южно-Низевое, Низевое. При наличии закартированных сейсморазведкой МОГТ, иногда даже подготовленных к бурению, рифовых построек верхнего девона слабо продвигается изучение их нефтегазоносности в северных впадинах Предуральского краевого прогиба, где дождаются опосредования Восточно-Нерцетинская атолловидная постройка, Падимейский риф, рифы Ярвожского свода. В Кортаихинской впадине ждет исследователей Одиноцкий массив.

Можно было бы думать, что очень хорошо изучен и не осталось проблем с карбонатным визейско-нижнепермским комплексом отложений, который вскрыт несравненно большим количеством скважин, чем верхнедевонский, кровля которого всегда изучалась сейсморазведкой МОВ, МОГТ, гравиразведкой и электроразведкой.

Однако это не так по многим позициям.

От Западного Притиманья, Тимана до передовых складок Урала в обнажениях и скважинах вскрыты сравнительно мелководные известняки и доломиты нижней перми, в которых по определенным критериям распознаются биогенные тела, называемые рифами, биогермами, постройками. О масштабах этих тел пытались судить по пробуренным скважинам, расстояния между которыми иногда составляли десятки километров. Но и здесь положительные результаты дает сейсморазведка, на временных разрезах которой карбонатные (рифовые) постройки иногда очень хорошо выделяются в виде аномалий.

В 80—х г. прошлого века такие аномалии разбурены в Денисовской и Хорейверской впадинах, на Колвинском мегавале и установлен их биогенный характер. К настоящему времени установлена нефтеносность этих построек на Усе, Харьяге, Сандивее, Багане, Веякошоре и др. площадях.

Естественно, что предпринимались попытки составить модели седиментации ассельско-сакмарско-артинского времени, которые бы учитывали особенности распространения известных типов пород. В УТЭ—ТП НИЦ этим занимались литологи и стратиграфы А. В. Иванов, А. Иоффе, М. В. Коновалова, Р. П. Сливкова, В. И. Еременко, В. Важенин, Л. В. Галкина, В. А. Жемчугова, П. К. Костыгова.

С нашей точки зрения, стройной модели ни у кого не получилось.

Хотя все может быть относительно просто и понятно, как это мы наблюдаем в модели позднедевонского бассейна.

Очень привлекательна и понятна модель седиментации в раннепермском бассейне на границе Русской плиты и Прикаспийской впадины, где в прибортовой зоне впадины развиты барьерные рифы ассельско-сакмарско-артинского возраста, замещающиеся во впадине депрессионными породами доманикоидного облика. В зарифовой фациальной зоне на Русской плите развиты плоскостойкие известняки, доломиты, их глинистые разности. Внутри депрессионной зоны в Прикаспийской впадине развиты одиночные рифы, уникальными из которых являются постройки типа Карачаганак. Высота барьеров и одиночных рифов достигает 1000—3000 м.

Т. е., для раннепермского бассейна зоны сочленения Русской плиты и Прикаспийской впадины характерно формирование карбонатных построек похожих типов, как мы наблюдаем в позднедевонском бассейне Печорской плиты. А это значит, что следует заниматься изучением данного комплекса отложений в масштабах смежных Тимано-Печорской, Волго-Уральской, Прикаспийской провинций, т. к. это может привести к открытию рифовых барьеров протяженностью в сотни километров с соответствующим количеством ловушек углеводородов. По некоторым признакам типов разрезов в обнажениях и скважинах, по сейсмической записи можно предполагать, что эти рифовые зоны приурочены к центральному и внутренним зонам впадин Предуральского и Предновоземельского краевых прогибов, строение которых завуалировано взбросо-надвидами, инверсионными структурами, их сочетаниями.

Основой для представления данного раздела послужил анализ подборки геолого-геофизических материалов по юго-западной части Хорейверской впадины, в которой в последние два десятилетия открыт ряд нефтяных месторождений в верхней части нижнесилурийских карбонатных отложений. И надо согласиться с А. П. Боровинских, В. И. Гайдееком, Е. Л. Тепловым, Н. И. Никоновым, что часть этих месторождений связана с мелководно-шельфовыми постройками.

Наиболее выразительная волновая картина получена сейсморазведчиками ОАО «Севергеофизика» (А. И. Канева, 2006) на Западно-Возейшорской площади. Здесь в диапазоне временных разрезов между ОГ $V_3(0,5\text{sl})$ и III-IV (D_3-S), имеющем толщину 300 мсек, наблюдаются аномалии сейсмической записи, рифовая природа которых, если бы аномалии размещались в верхнедевонских наддоманиковых отложениях, почти ни у кого бы не вызвала сомнений. А. И. Каневой и соавторами эти аномалии отождествлены с органогенными постройками. Аномалии по высоте занимают интервал не менее 100 мсек, что может соответствовать 250—300 метрам. В интерпретации сейсморазведчиков, три постройки имеют овальную форму и располагаются цепочкой северо-восточного простирания. По менее ярким сейсмическим аномалиям постройки обнаруживаются на Рогозинской, Восточно-Возейшорской площадях, по периферии Верхневозейского месторождения.

Детальное изучение части разрезов нижнесилурийских карбонатных отложений Верхневозейского нефтяного месторождения с применением циклофациального анализа для создания модели природного резервуара при комплексировании с интерпретацией материалов сейсморазведочных работ проведено В. А. Жемчуговой и соавторами. В результате анализа представительного ядра, интерпретации ГИС и сейсморазведки в разрезах салюкинской свиты верхнего ордовика, макаринской, сандивейской, веяжской свитах нижнего силура (лландоверийский и вен-



локский ярусы) была выделена серия фациальных зон, закономерно сменяющих друг друга по профилю седиментации: глубокой (фация 1) и мелкой (фация 2) сублиторали, нижней (фация 3) и верхней (фация 4) литорали, супралиторали (фация 5), а также субаэральные образования. Причем в разрезе отдельных скважин (№№ 200, 210, 205) набор фаций от первого до пятой может повторяться от 3 до 5 раз. По нашему представлению, такая частая перемежаемость фаций может объясняться очень сложным рельефом морского дна, на котором обязательно должны присутствовать каркасные карбонатные постройки, возможно, даже рифы. В. А. Жемчугова категорически отрицает наличие каркасных построек в ордовикско-нижнесилурийской части пространства между Верхним Возеем и Приполярным Уралом, мотивируя это отсутствием их во многих изученных ею разрезах скважин на этой территории. Мы позволим себе не согласиться с такой точкой зрения, потому что видим вышеприведенные аномалии сейсмической записи рифового типа.

На Верхневозейском месторождении на разведочном этапе был выполнен большой объем сейсморазведки МОГТ-2Д, на эксплуатационном — МОГТ-3Д. На некоторых профилях 2Д видны аномалии сейсмической записи, которые можно отождествить с наличием в разрезе карбонатных построек.

Южнее Верхневозейского месторождения в силурийских отложениях открыт ряд нефтяных месторождений ООО «Диньельнефть»: Бадьюское, Быстринское, Восточно-Возейское, Верхнехатаяхское II, Западно-Хатаяхское, Западно-Хатаяхское- II. Визуальный анализ временных разрезов на месторождениях показывает, что здесь могут быть развиты карбонатные постройки или мелководные разрезы с характерным для них распределением коллекторов: повышенными толщинами в сводах и значительным сокращением на склонах и седловинах.

Для зон развития карбонатных построек верхнего девона, карбона — нижней перми, характерно увеличение толщин относительно вмещающих (предрифовых и зарифовых) отложений. В связи с этим надо отметить, что этот признак работает и на Западно-Хатаяхской площади, где по данным независимой интерпретации сейсморазведочных материалов ОАО «Севергеофизика» (Канева, 2006) и ООО «Футро Геосайенс ГмбХ» (Рабей, 2006) вершинам структур Западно-Хатаяхская и Западно-Хатаяхская-II с аномалиями сейсмической записи соответствуют увеличенные толщины нижнесилурийских отложений между ОГ IV-V (S_1-O_3), III-IV (D_3-S_1)

Зонам увеличенных толщин которые, по нашему мнению, соответствуют чаще всего зонам карбонатных построек, характерны увеличенные толщины коллекторов в скважинах рассматриваемой юго-западной части Хорейверской впадины.

Для большинства наших коллег по провинции протерозойский комплекс Тимана, Печорской плиты, Урала и Пай-Хоя ассоциируется с понятием фундамент, метаморфический комплекс, представлять строение которого достаточно на уровне структурного плана его кровли, а искать в нем залежи углеводородов — дело никчемное и непредсказуемое.

Смеем заверить, что через некоторое время этот комплекс может приобрести немаловажное значение, как это наблюдается с одновозрастными образованиями в Восточной Сибири, потока углеводородов из которого дождаются Дальний Восток, Китай и юго-восточная Азия.

От восточного склона Русской плиты до Урало-Пайхой-Новоземельских дислокаций верхнепротерозойский

комплекс составляют в основном, бывшие осадочные породы, чрезвычайно похожие по формационному строению на среднедевонско-турнейские отложения Тимано-Печорской и Волго-Уральской провинций.

Чтобы убедиться в этом надо пройти по следам наших коллег, которые оставили после себя отчеты, статьи, разрезы обнажений и скважин, временные разрезы, полистать наши отчеты, в том числе посвященные результатам изучения протерозоя, которые мы всегда пытались иллюстрировать фактическим материалом.

Можно сказать, что за период 1970—2008 г. г. нами проанализированы материалы отчетов по строению архей-протерозойских отложений восточной части Восточно-Европейской платформы, выполненных на основе анализа данных геологических съемок, бурения скважин различного назначения, интерпретации результатов геофизических исследований (грави-магниторазведка, сейсморазведка КМПВ, МОВ, МОГТ). Проведена корреляция рифейских, венд-кембрийских (?) отложений Волго-Уральской, Тимано-Печорской областей. С некоторыми дополнениями имевшихся построений созданы электронные варианты масштаба 1:500 000 «Структурной карты поверхности верхнепротерозойских комплексов северо-востока Восточно-Европейского кратона» и «Схемы структурно-формационного районирования верхнего докембрия северо-востока Восточно-Европейского кратона», на которых показаны основные тектонические нарушения и их системы, разделяющие разнопорядковые тектонические элементы, формационные области верхнепротерозойских образований, которые в палеогеоморфологическом отношении соответствовали разнофациальным зонам окраинных морей, существовавших на коре континентального типа Баренцевоморской, Печороморской плит, Тимано-Кунгурского пояса, востока Русской плиты. Ограничениями формационных областей являлись сооружения Волго-Тиманского и Восточно-Европейского барьерных рифов, последний из которых опоясывал часть континента Балтия от современного Башкирского антиклинория через Ляпинский антиклинорий, Пай-Хой, Новую Землю, Таймыр до Шпицбергена. Сравнение рифейских формаций Восточно-Европейского и Восточно-Сибирского кратонов показало их зеркальную схожесть, как образовавшихся на окраинах палеоконтинентов, омывавшихся единым Западно-Сибирским палеоокеаном. Фактический материал по нефтегазопрооявлениям на востоке Восточно-Европейского кратона при сравнении с промышленной нефтегазоносностью Восточной Сибири свидетельствует о высоких перспективах рифовых образований рифея.

Названные проблемы известны большинству коллег, кто занимался пристальным изучением рассмотренных комплексов, кому надо заниматься планированием целенаправленных тематик для новых открытий и сохранения вкуса от масштабных исследований.

Сегодняшний УГТУ собирает архив первичных материалов по скважинам, аналитические данные по пластовым флюидам, располагает комплексом для интерпретации сейсмических материалов, специалистами и мог бы решать все задачи по созданию седиментационно-тектонических моделей всех комплексов отложений, в том числе и те, о которых мы упомянули, их внедрению в нефтедобывающих компаниях.

Средства на финансирование таких тематик могут составить мизерную долю от тех поступлений, которые получает Министерство природных ресурсов РФ от реализации на аукционах участков нераспределенного фонда недр.

О ВЗАИМОСВЯЗИ ГАЛОГЕННОГО И БИОГЕРМНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Н. И. Бойко, В. И. Седлецкий

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону;
boiko@srfedu.ru

Накопленный к настоящему времени обширный фактический материал по галогенным формациям, с одной стороны, и карбонатным — с другой, убедительно свидетельствует, что рассмотренное нами ранее генетически обусловленное сонахождение рифогенных и галогенных позднеюрских образований Северного Кавказа [1] не исчерпывает наблюдаемых в природе фактов парагенеза биогермных и морских галогенных пород. Такая взаимосвязь прослеживается во многих районах мира, в различных структурно-тектонических зонах и широком стратиграфическом диапазоне (от кембрийских до современных отложений). При этом рифогенные образования по отношению к галогенным являются не только подстилающими, но и фациально замещающими последние в пределах узкой полосы, включающей промежуточные члены фациального ряда рифовое ядро — соль. Проведенные исследования позволяют считать, что биогермное и галогенное породообразование тесно взаимосвязано в едином геологическом процессе, протекающем с некоторыми характерными особенностями при формировании всех известных типов морских галогенных формаций (лагунного, краевых частей открытых эпиконтинентальных морей, морских заливов, внутриконтинентальных морских бассейнов).

Типичным примером сопряженности биогермообразования и соленакопления в лагунных галогенных формациях является верхоленская свита майского яруса среднего кембрия, получившая развитие на огромной территории Сибирской платформы. Связь открытого эпиконтинентального моря с лагунным бассейном происходила здесь, вероятно, через узкую, но довольно протяженную переходную зону, расположенную на внешнем крае шельфа и контролировавшуюся конседиментационными глубинными разломами фундамента. В пределах этой приподнятой зоны широкое развитие получили водорослевые биогермы и биостромы. Сонахождение органогенных построек с галогенными формациями лагунного типа отмечается и для других бассейнов — Виллстонского, Главного девонского поля Прибалтики. Биогермообразование здесь также контролировало поступление морской воды в мелководные участки бассейна галогенной седиментации и было генетически взаимосвязано с процессом галогенеза.

Четко выраженным примером генетически обусловленной сопряженности рифогенного и галогенного породообразования в эпиконтинентальных морских бассейнах могут служить, как было отмечено выше, верхнеюрские отложения Предкавказья. Такая взаимосвязь проявляется также в раннекембрийских отложениях Си-

бирской платформы. Биогермообразование, связанное с галогенезом в эпиконтинентальных морских бассейнах, происходило и в пределах бортовых зон Камско-Кинельского прогиба, существовавшего в позднефранское время на границе Уральской геосинклинали и Русской платформы. Сонахождение, которое бесспорно является генетическим, крупных рифовых массивов с галогенными отложениями эпиконтинентальных морей отмечено в разрезе пермских образований на огромной территории Мидконтинента в США.

Среди осолоненных морских заливов по морфологическим признакам выделяются два типа: карабогазский и виррильский [5]. Заливы карабогазского типа существовали во многих морских бассейнах прошлых геологических эпох. Как показывают результаты исследований, формирование галогенных формаций в этих заливах происходило в тесной связи с биогермообразованием. Эта взаимосвязь может быть прослежена на примере самых различных бассейнов — Мичиганского, Данакильского, Московского и др. Заливы виррильского типа возникали преимущественно в узких удлиненных впадинах, грабенных депрессиях или краевых прогибах платформ. При накоплении отложений галогенных формаций виррильского типа роль биогермного породообразования еще более возрастает. Рифовые массивы создают в этих случаях, как правило, несколько баровых перемычек, разделяющих бассейн на несколько водоемов, которые в зависимости от своего положения являются подготовительными или самосадочными. Именно существование системы таких водоемов и является одним из условий формирования калийных солей, так как в них может проходить направленная метаморфизация морской воды. Рифы развивались также в прибортовых частях бассейнов, создавая сложную морфологию дна. Интенсивное биогермообразование в бассейнах данного типа способствует не только накоплению галогенных образований, но и их наиболее полной дифференциации по составу. Взаимоотношение между процессами галогенного и биогермного породообразования в рассматриваемых заливах прослежено нами на примере девонских отложений Западно-Канадского бассейна. Выявленная закономерность в общих чертах проявляется и в Среднеазиатском галогенном бассейне, который занимает территорию южных районов Средней Азии и Северного Афганистана и простирается от Каспийского моря до Памира.

Внутриконтинентальные морские бассейны так же, как и крупные морские заливы, приурочены к краевым прогибам платформ и отличаются от последних большими размерами и большей глубиной вреза в континент. С бассейнами данного типа связаны две широко известные пермские калиеносные галогенные формации: Восточно-Европейская (кунгурская), расположенная в Предуральском прогибе, Прикаспийской впадине и восточной части Русской платформы, и Западно-Европейская, занимающая Северо-Германскую впадину, Балтийскую и Восточно-Английскую синеклизы. Обе галогенные формации характеризуются большой мощностью эвапоритовых образований (до 2000 м) и возникли в процессе полного развития галогенного осадконакопления. Тектонические структуры, к которым были при-



урочены эти бассейны, отличались сложностью строения и значительной активностью.

Как и во всех рассмотренных выше случаях, на территории Восточно-Европейского бассейна процессы галогенеза были тесно связаны с биогермообразованием. В Предуральском прогибе соляные отложения накапливались во впадинах, ограниченных рифовыми зонами. Рифогенные зоны, таким образом, способствовали созданию на территории прогиба системы полузамкнутых бассейнов, в пределах которых возникали условия для развития галогенеза. Южнее, в Прикаспийской впадине, галогенные образования, в том числе и соляные породы, получили самое широкое распространение. Это стало возможным благодаря тому, что морская вода, поступающая во впадину, проходя через систему полузамкнутых бассейнов и органогенных баровых массивов, достигала высокой степени сгущения. Вместе с тем следует полагать, что дифференциация соляных осадков и локализация калийно-магниевых солей были связаны с системой рифовых массивов, возможно, существующих в подстилающих отложениях на территории впадины.

В отложениях цехштейна также получили широкое развитие процессы биогермообразования. Солеродные бассейны цехштейна в каждом отдельном цикле накопления карбонатных осадков опоясывались более или менее развитыми барьерными рифогенными образованиями, что, несомненно, влияло на характер распространения, состав и мощность галогенных образований.

Исходя из вышеизложенного следует считать, что помимо тектонических, климатических и других факторов, роль которых в процессе соленакопления достаточно хорошо известна, на процесс галогенеза значительное влияние оказывало как предшествовавшее ему, так и сингенетичное биогермообразование. Роль органогенных сооружений состоит не только в том, что они являются биологическим баром, но и главным образом в том, что благодаря своим экологическим особенностям эти сооружения компенсируют тектонические движения в области баровой перемычки, оставаясь независимо от характера последних на приливно-отливном уровне моря. Рифогенные образования являются автоматическим природным регулятором, стабилизирующим гидродинамический режим бассейна галогенной седиментации. Кроме того, рифогенные структуры, образованные в подстилающих отложениях, существенно влия-

ют на рельеф дна и очертания бассейна седиментации, расчлняя его на отдельные полузамкнутые впадины. Это одно из основных условий дифференциации галогенных отложений по мощности и составу. С другой стороны, возникновение биогермных сооружений в баровых областях не случайно, оно обусловлено благоприятной экологической обстановкой, связанной с постоянным направленным подтоком морских вод, мелководьем и другими факторами.

Расположение рифогенных систем на площади галогенных бассейнов контролируется глубинными разломами и другими тектонически активными, линейно вытянутыми зонами, как правило, значительной протяженности. Вдоль таких зон происходят резкие изменения мощности и фациального состава отложений. Поэтому изучение рифогенных сооружений необходимо для восстановления палеогеографической и тектонической обстановки формирования галогенных образований. Выяснение роли органогенных и прежде всего крупных рифовых сооружений в формировании соляных отложений позволяет наметить методику поисков калийных солей и подсолевых структур, благоприятных для обнаружения залежей нефти и газа.

Выполненными исследованиями также установлено, что зоны сопряженности биогермных пород и эвапоритов являются перспективными для поисков золота, полиметаллических руд, горючих сланцев и других полезных ископаемых [2—4]. При этом биогермообразование способствовало мобилизации рудного вещества с палеосуши и из морских вод открытой части бассейна.

Литература

1. *Бойко Н. И.* Позднеюрские рифогенные образования Северного Кавказа // Сравнительная характеристика эвапоритовых и карбонатных формаций. Новосибирск: Наука, 1984. С. 151—159
2. *Бойко Н. И.* Металлогения позднеюрских рифогенных образований Западного Предкавказья // Разведка и охрана недр, 1997. № 6. С. 5 — 7.
3. *Бойко Н. И.* О золоторудной минерализации в позднеюрских рифогенных образованиях Северного Кавказа // Докл. РАН, 2000. Т. 370. № 3. С. 350 — 352.
4. *Бойко Н. И., Пушкарский Е. М., Седлецкая Н. М.* Горючие сланцы в верхнеюрских отложениях Северного Кавказа // Докл. АН СССР, 1989. Т. 305. № 6. С. 1455 — 1457.
5. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

СРЕДНЕСАРМАТСКИЕ РИФОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Н. И. Бойко

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону;
boiko@sfned.ru

Отложения среднего сармата в южных районах Центрального Предкавказья прослеживаются в виде широкой полосы выходов на дневную поверхность, а в закрытой северной части Ставропольского свода и на смежных с ним структурах вскрыты скважинами на нефтеразведочных площадях.

Анализ имеющихся материалов по составу, строению и условиям образования среднесарматских отложений Центрального Предкавказья позволяет наметить в них два основных литолого-фациальных комплекса отложений: прибрежно-морских и мелководного шельфа.

Прибрежно-морские образования получили наибольшее развитие в пределах Ставропольского свода. В их составе представляется возможным выделение следующих субкомплексов отложений: песчаного, пелитово-песчаного, псефитового и органогенных построек.

Отложения литолого-фациального комплекса мелководного шельфа распространены преимущественно по западному и северному обрамлению Ставропольского свода. По составу и условиям образования среди них выделяются пелитовый и пелитово-известняковый субкомплексы.

Субкомплекс органогенных построек с запада и северо-запада по склону Ставропольского свода обрамляет область распространения среднесарматских прибрежно-морских отложений в Центральном Предкавказье. Постройки практически непрерывной полосой протягиваются по правобережью реки Кубани от г. Армавира на северо-западе до станицы Убеженской на юго-востоке, откуда поворачивают к северо-востоку в сторону станицы Каменнобродской и далее вплоть до села Труновского [3]. Постройки представлены биогермами и биогермными массивами. Основными биогермообразователями являются мшанки. Органогенные тела находятся в терригенно-глинистых породах, их мощность достигает 20—25 м. Часто эти биогермные постройки образуют непрерывные полосы длиной до 300—400 м. Именно эти постройки, как будет показано ниже, существенным образом влияли на процессы среднесарматского осадконакопления.

Органогенные постройки хорошо доступны для изучения их состава и строения в обнажениях по правобережью реки Кубани от г. Армавира до станицы Убеженской. Здесь постройки характеризуются пятнистым составом биогермообразователей: одни участки состоят из мшанковых известняков, а другие — из серпулевых. Мшанковые известняки, как правило, залега-

ют на неровной поверхности серпулевых. Как в серпулевых, так и в мшанковых известняках наблюдаются пустоты, заполненные тонкозернистым песком или глиной с обломками мшанок и раковин моллюсков, среди которых преобладают пелициподы. Фауна распределяется в пустотах в виде скоплений или гнезд. Иногда такие гнезда состоят из разнообразных видов, но более распространены гнезда из раковин *Modiola*. Часто мшанковые известняки перекрываются линзами слоистого ракушечника, состоящего из раковин *Cardium inflatum* и *Cardium avicular*.

Между хуторами Выселки и Новеньким наблюдается налегание мшанковых известняков на пески. Здесь хорошо видна нижняя округло-волнообразная поверхность органогенных построек, обволакиваемая зелеными слоистыми глинами с прослоями (от 0.10 до 0.20 м) раковинного детритуса. На границе с нижележащими песками в детритусовом прослое наблюдаются слабо окатанные плоские галечной размерности (до 6 см в диаметре) обломки песчаника, покрытые коркой из мшанок *Microporella*. Подстилающая мшанковые постройки толща светлых мелко- и тонкозернистых песков содержит конкреции плотного серого песчаника и книзу постепенно переходит в глины с *Tapes naviculatus*. Углубления и многочисленные пустоты в биогермных известняках построек заполнены песчаными слоистыми глинами с прослоями ракушечника, состоящего из раковин *Hydrobia*.

Пространство между отдельными мшанковыми биогермными постройками выполнено песчано-глинистыми отложениями, в основании которых обычно залегает рыхлый раковинный детритус, аналогичный подстилающему мшанковые известняки. В детритусе встречаются слегка окатанные обломки мшанковых известняков и песчаников. Фауна детритуса значительно отличается от фауны мшанковых известняков и более близка к фауне среднесарматских песков р. Уруп. Выше детритусового прослоя залегает пачка слоистых, сильно песчаных серых глин с рыхлыми и плотными прослоями детритуса и пропластками песка, количество и мощность которых постепенно увеличивается снизу вверх. Песчано-глинистые отложения сменяются желтыми мелкозернистыми песками с фауной, типичной для мелководных фаций среднего сармата: *Maetra seducta*, *Maetra subvitaliana*, *Modiola incrassata*, *Cardium fittoni*, *Gibbula robur*, *Hydrobia pseudocaspia*. Эти пески расположены между отдельными биогермами мшанковых известняков, а местами и покрывают их. Верхняя часть песков размыта и на них налегают пески, сходные по составу, но содержащие фауну верхнего сармата.

Мшанковые известняки органогенных построек северных районов их распространения (станция Каменнобродская) — плотные, со следами окремнения, с менее богатой и разнообразной фауной, чем в южных выходах. От станицы Каменнобродской постройки протягиваются ещё дальше на северо-восток. Высота биогермов здесь не превышает 10 м, а длина слагаемых ими полос и цепочек достигает 400 м.

Анализ вещественного состава, строения и закономерностей распространения выделенных нами среднесарматских литолого-фациальных комплексов и суб-



комплексов отложений указывает на их формирование в относительно мелководной зоне, контролируемой Ставропольским поднятием. Эта зона разделяла единый Предкавказский бассейн среднесарматской седиментации на два относительно глубоководных суббассейна: Азово-Кубанский на западе и Терско-Каспийский на востоке. Накопление здесь терригенных осадков происходило под воздействием интенсивного течения, направленного с востока на запад. Именно это течение привносило в бассейн обильный обломочный материал, поступавший, по мнению предшествующих исследователей, в результате разрушения Кавказской суши. Оно, вероятно, способствовало и формированию вдоль западного обрамления Ставропольского свода органогенных построек. Течение создавало благоприятный для биогермообразования гидродинамический режим и обеспечивало бентосные организмы необходимым количеством питательных веществ.

В южных районах Центрального Предкавказья в результате резкого изменения гидродинамического режима, вызванного наличием здесь морфологически выраженных органогенных построек и прогрессирующим поднятием в это время Минераловодского выступа, происходило накопление прибрежно-морских отложений.

Отложения литолого-фациального комплекса мелководного шельфа формировались на некотором, иногда значительном, удалении от береговой линии, но опять-таки под воздействием интенсивного течения со стороны Ставропольского пролива и Терско-Каспийского суббассейна. При этом в западных и юго-западных районах Ставропольского бассейна, непосредственно за органогенными постройками, препятствующими выносу обломочного материала, накапливались преимущественно глинистые осадки. На северных участках бассейна, где отсутствовали условия для задержания терригенного материала, накапливались в основном карбонатные и глинистые отложения, а обломочный материал транзитом через эти участки выносился в западном направлении в акваторию Азово-Кубанского суббассейна.

Выполненные литолого-фациальные построения и палеогеографические реконструкции указывают также на важную роль в образовании среднесарматских отложений мшанковых органогенных построек. Они формировались в аномальных для биогермообразования условиях терригенной седиментации на западном и се-

веро-западном склонах Ставропольского поднятия, затрудняя связь между Азово-Кубанским и Терско-Каспийским среднесарматскими морскими водоёмами.

Нами доказано, что органогенные постройки существенно влияли и на формирование во вмещающих кластогенных отложениях среднего сармата титан-циркониевых россыпей [1,2]. Являясь своего рода биологическим баром, постройки препятствовали выносу субширотными течениями не только терригенного, но вместе с ним и рудного материала из Терско-Каспийского в Азово-Кубанское море, а также способствовали его дифференциации в зоне россыпеобразования. Другими словами, рассматриваемые органогенные постройки формировали специфическую весьма эффективную структурно-седиментационную ловушку, (по: [4]), обеспечивавшую высокую концентрацию ценных минералов. При этом важно учитывать, что в Терско-Каспийское море поступление терригенного материала с рудными компонентами осуществлялось не только за счет абразии южных берегов, сложенных чокракскими и караганскими переотложенными корами выветривания, как принято сейчас считать, но и за счет выноса с севера Палео-Волгой. Наличие этого источника рудных компонентов хорошо подтверждается результатами анализа минерального состава осадков, перемещавшихся течениями с востока на запад через Ставропольское поднятие, являвшееся зоной россыпеобразования. При таком механизме формирования россыпей находит объяснение и тот факт, что все известные в пределах Ставропольского поднятия россыпи расположены к востоку от полосы развития рифов.

Литература

1. *Бойко Н. И.* Закономерности распространения и условия образования титан-циркониевых россыпей на юге России // Руды и металлы, 2003. № 1. С. 13—19.
2. *Бойко Н. И.* Титан-циркониевые россыпи Ставрополя // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 6. С. 602—609.
3. *Волкова Н. С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Объяснительная записка к листу L-37—XXX (Ставрополь). М.: Госгеолтехиздат, 1951. 73 с.
4. *Патык-Кара Н. Г.* Россыпи в системе седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 5. С. 494—508.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗА ЗОН УЛУЧШЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В РИФЕЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРУБЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. Н. Болдушевская

ООО «КрасноярскНИПИнефть», Красноярск;
BoldushevskayaLN@kr-nipineft.ru

В пределах Юрубченского месторождения отложения рифея представлены органогенными карбонатными образованиями. Накопление осадков юрубченской толщи происходило в обстановке мелководного шельфа с доминированием водорослевых ламинитов и оолито-интракластических пакстоунов [1]. По данным микроскопических исследований И. Е. Постниковой [2] выделены несколько основных генетических типов:

1. Органогенные узорчатые, со строматолитовой и онколитовой структурой доломиты.
2. Субгоризонтально волнисто-слоистые циано-бактериальные, альго-бактериальные образования.
3. Интракластовые доломиты, образованные при разрушении верхней части органогенной постройки в периоды осушения или на склоновых частях органогенной постройки.
4. Кристаллически зернистые доломиты, перекристаллизованные, первичная структура которых непонятна.
5. В разнокристаллических перекристаллизованных доломитах в ряде случаев отмечается реликтовая текстура, напоминающая строматолитовую или интракластовую, но часто первичная текстура затупевана.
6. Микрозернистые доломиты.

В разрезе юрубченской толщи отмечается чередование этих основных типов. Построена схемати-

ческая фациальная модель строения юрубченской толщи, которая иллюстрирует изменчивое строение разреза.

Основная емкость пустотного пространства в пределах рифейских толщ Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления связана с вторичными процессами: трещиноватостью, перекристаллизацией и выщелачиванием, в разных текстурно-генетических типах доломитов, что подтверждается многочисленными исследованиями (А. А. Контарович, А. Н. Вотинцев, О. В. Гутина, К. И. Багринцева, И. Е. Постникова). В рифейских отложениях выявлены крупные перерывы в осадконакоплении, которые являются главным фактором в образовании коллекторов, породы подверглись серьезным катагенетическим преобразованиям (мощность эродированных на предвентском этапе отложений превышает 3 км), поэтому восстановление первоначальных фациальных условий образования для определения коллекторских свойств пород не решает вопрос. Если на этапах седиментогенеза и диагенеза первичное поровое пространство, обусловленное органогенной структурой или процессами разрушения водорослевой постройки, сохранялось, то после сложной геологической истории этих карбонатных рифейских толщ рассчитывать на первичную структуру в промышленных масштабах, не приходится.

Не отмечается корреляции между притоками нефти и газа, пористостью и проницаемостью по керну и четкой органогенной «узорчатой» или ламинитовой первичной структурой доломитов. Часто отмечаются хорошие трещины и каверны в плотных перекристаллизованных доломитах и отсутствие кавернозности и трещиноватости в органогенных и интракластовых породах.

Литература

1. *Хабаров Е. М., Вараксина И. В.* Обстановки формирования рифейских карбонатных отложений Байкитской антеклизы // Перспективы развития нефтегазодобывающего комплекса Красноярского края: материалы конференции. Красноярск: КНИИГиМС, 2007. С. 88–92
2. *Кутукова Н. М.* Литологические особенности и пустотное пространство Юрубчено-Тохомской зоны // Материалы научно-практической конференции молодых специалистов ОАО «НК»Роснефть». М.: 2009.



ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР РИФОВОГО ТИПА СЕВЕРА ТИМАНО- ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

М. Г. Вахнин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;
oilkominc@mail.ru

При поисках месторождений углеводородов и выделении нефтегазоносных рифовых структур большое значение имеют структурно-тектонические методы. Анализ морфологии таких объектов, изучение систем трещиноватости, особенности тектонических напряжений в пределах структур, анализ характера вертикальных и горизонтальных напряжений, которые способствуют деформации структуры, возникновению зон сжатия и растяжения, позволяет прогнозировать емкостные и фильтрационные свойства, пути миграции углеводородов и возможную нефтегазоносность [1].

На основе анализа морфологических свойств структур, связанных с рифами, можно выделить несколько типов поднятий, распространенных на севере Тимано-Печорской провинции и являющихся резервуарами для месторождений нефти и газа:

- Барьерные рифовые системы, представляющие зональные тела протяженностью в десятки и сотни километров, шириной 1.5—2.5 км, мощностью до нескольких сотен метров, контактирующие во внешней части с толщами компенсации. Как правило, такие рифовые тела асимметричны, с крутыми высокоамплитудными глубоководными и пологими малоамплитудными шельфовыми склонами. В них по простиранию рифовых гребней локализуются локальные вершины амплитудой от несколько до 200 метров и размерами до несколько километров. Подрифовые отложения залегают часто моноклинально или флексуобразно.
- Надрифовые отложения, образующие выполаживающиеся вверх по разрезу пологие поднятия, «нос», флексуры, осложненные локальными куполами. На пересечениях с антиклиналями барьерные рифы образуют комбинированные ловушки, обычно более перспективные, чем неструктурные участки рифов.
- Одиночные внешние рифы, окруженные со всех сторон компенсирующей толщей, подразделяются на конусовидные и подковообразные рифы с мощностями до 350 м, с малыми размерами основания до 10 км и крутыми склонами, от единиц до десятков градусов. Они часто образуют цепочки и связки или плосковершинные и атолловидные рифы — округлые массивы часто большой площади и с центральной лагуной, окруженной локальными органогенными постройками. Одиночные рифы, как правило, сопровождаются локальными структурами облепания.
- Одиночные шельфовые органогенные постройки, расположенные среди мелководных карбонатных и карбонатно-хемогенных отложений. Они представ-

ляют собой линзовидные и холмовидные тела небольших размеров до 4 км и с амплитудой до 80 м. Данные типы часто связаны с антиклиналями, горстовидными блоками, флексурами и сопровождаются малоамплитудными структурами облепания, во многих случаях более перспективными, чем сами органогенные постройки [2].

Разнофациальные верхнедевонские рифовые постройки, такие как краевые рифы, одиночные постройки, атоллы в доматикоидной шельфовой депрессии, прогнозируются на многих площадях Хорейверской впадины и Печоро-Колвинского авлокогена. Наиболее перспективна зона франских краевых рифов, которая протянулась с востока ВАЗ до западной границы и Печоро-Колвинского авлокогена. В ее пределах открыт ряд месторождений Центрально-Хорейверского поднятия, Среднехарьгинское, Северо-Командиршорское и Пашшорское месторождения нефти, выявлен ряд перспективных локальных структур [3].

Рифовые барьеры франско-фаменского возраста развиты также в северной части Косью-Роговской впадины Предуральского краевого прогиба и вскрыты скважинами на Бергантымыльской, Падымейской и Верхнероговской площадях.

Рифовые тела часто служат основой антиклинальных поднятий в вышележащих отложениях, однако они могут быть источником флюидопроницаемых зон, для миграции углеводородов в вышележащие ловушки. Например, системы трещин, расположенные вокруг рифовых поднятий, обнаружены в Ижемской впадине для барьерного рифа доманикового возраста, где сейсморазведкой 3Д выявлена система малоамплитудных тектонических нарушений в перекрывающих рифы сирачойских породах. Их образование может быть связано с дифференцированным характером уплотнения осадков в зоне контакта органогенных построек и смежных отложениях [4]. Данные тектонические нарушения могут служить, с одной стороны, путями миграции углеводородов в структурные ловушки вышележащих отложений, а с другой стороны, являются барьерами, ограничивающими размеры залежей в рифовых поднятиях.

Литература

1. Морозов Ю. А. Компрессионно-декомпрессионная модель структурообразования в земной коре // Структурные исследования кристаллических образований. С. -Пб.: Изд-во ИГГД РАН, 1994. С. 12—14.
2. Габриэлянц Г. А. Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 2000. С. 10—120.
3. Чупров В. С. Перспективы нефтегазоносности неантиклинальных ловушек севера Тимано-Печорской провинции // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008, № 2. С. 5—6.
4. Петрова И. В., Керусов И. Н., Войтко В. Л. Опыт и возможности сейсморазведки 3Д при изучении верхнедевонских рифогенных отложений Тимано-Печорской провинции // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар, 2009. С. 112—113.

КАРА-СИЛОВАЯХСКИЙ ОРГАНОГЕННЫЙ МАССИВ (ДЕВОН ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАЙ-ХОЯ)

Я. А. Вевель¹, А. Л. Жерлыгин², А. В. Журавлев¹, С.
Б. Шишлов²

¹ ВНИГРИ, Санкт-Петербург; avz_65@mail.ru

² СПГГИ, Санкт-Петербург; sshishlov@mail.ru

Сведения о широком распространении девонских рифовых водорослевых известняков в междуречье Кара — Силоваяха были собраны А. С. Микляевым (1979), А. И. Першиной и В. С. Цыганко [2], которые установили их в разрезах рек Силоваяха, и Лядгей-Яха, ручьев Сизимьюнкошор, Хальмершор, Утка-Тывис и Лестьтаимшор (рис. 1). В 2006 г., при выполнении ГДП-200 территории листа R-41—XXXV, XXXVI ЗАО «Поляргео», мы исследовали обнажения органогенного массива в каньонах ручьев Сизимьюнкошор, Хальмершор-2 и в среднем течении р. Кара (рис. 1).

В основании разреза, изученного по ручью Сизимьюнкошор (рис. 2), установлена конодонтовая ассоциация *Ozarkodina remscheidensis*, *Ozarkodina steinhornensis*, *Panderodus uncostatus*, которая, скорее всего, отвечает возрастному диапазону от пржидольского века позднего силура до лохковского века раннего девона. В этом же разрезе, в самой верхней части органогенной постройки найдены конодонты, соответствующие верхней части зоны *Polygnathus varcus* живетского яруса (*Icriodus brevis*, *Polygnathus* aff. *Polygnathus dubius*, *Pandorinellina* sp., *Polygnathus linguiformis*, *Polygnathus varcus*, *Polygnathus xylus*), а в самых низах седиментогенной толщи, перекрывающей водорослевые известняки обнаружена конодонтовая ассоциация раннего франа (*Belodella* sp., *Icriodus brevis*, *Polygnathus alatus*, *Polygnathus decorosus*, *Polygnathus xylus*). Таким образом, возрастной интервал формирования органогенного массива в этом разрезе охватывает ранний и средний девон.

В обнажении на р. Кара (рис. 2) переходный интервал от органогенных известняков к седиментогенным образованиям содержит конодонтовый комплекс эмского и эйфельского ярусов. В самой верхней части массива определены конодонты *Panderodus semicostatus*, *Ozarkodina steinhornensis buchansensis* и *Belodella resima*, характерные для эмского яруса. В перекрывающих отложениях найдены среднедевонские конодонты группы *Polygnathus linguiformis linguiformis*. Таким образом, в этом разрезе формирование органогенной постройки завершилось в конце эмского — начале эйфельского века.

Материалы описания разрезов и шлифов позволили установить 10 литотипов:

1. Байндстоун строматолитоморфный водорослевый. Известняк спаритовый светло-серый, с крустификационной текстурой, которую намечают

тонкие (до 2 мм) прослои кальцита мелкокристаллического серого. Вероятно, накопление вещества происходило за счет нарастания водорослево-микробных пленок, образующих положительную форму рельефа в фотической зоне морского бассейна.

2. Байндстоун водорослевый с маломощными прослоями заполнителя. Известняк с полосчатой крустификационной текстурой, намечаемой тонким (1—5 мм) чередованием слоев спарита светло-серого (преобладают) и микрита темно-серого глинистого. По-видимому, формирование водорослево-микробных пленок в фотической зоне иногда прерывало накопление карбонатного ила в условиях низкой гидродинамики.

3. Байндстоун водорослевый с мощными прослоями заполнителя. Известняк плитчатый микритовый глинистый серый с редким детритом криноидей и брахиопод. Изменения интенсивности окраски намечают текстуру взмучивания. Присутствуют тонкие (до 1 см) линзовидные прослои спарита, которые часто оборваны или подвернуты. Вероятно, накопление карбонатного ила в условиях умеренной гидродинамики изредка прерывалось формированием водорослево-микробных пленок в фотической зоне. При осаждении новых порций ила, погребенные водорослевые корки ломались и деформировались.

4. Бафлстоун амфиפורовый. Известняк мелкокристаллический серый с бахромчатой текстурой, намечаемой остатками *Amphipora ramosa*, полости которых заполнены спаритом. Накопление вещества, очевидно, происходило в результате жизнедеятельности плотных зарослей ветвистых строматопоридей в условиях низкодинамичного мелководья.

5. Бафлстоун амфиפורовый с заполнителем. Известняк темно-серый с бахромчатой текстурой, намечаемой *Amphipora ramosa*, полости которых заполнены спаритом. В промежутках между строматопоридей

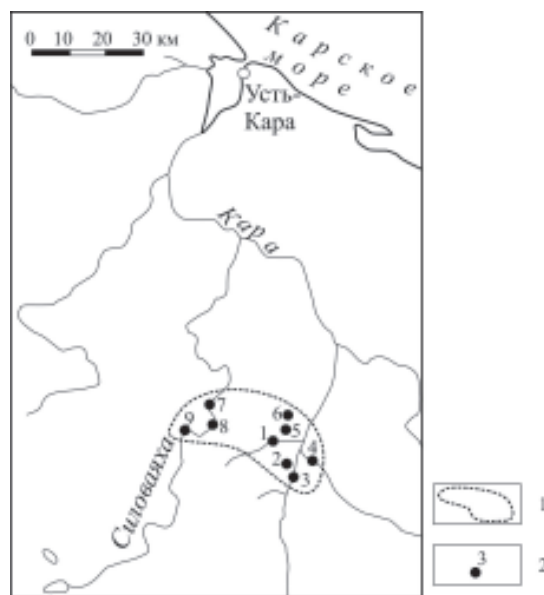


Рис. 1. Схема расположения кара-силоваяхского органогенного массива. 1 — контур органогенного массива, 2 — точки наблюдения и их номера. Точки наблюдения: 1 — руч. Сизимьюнкошор, 2 — руч. Хальмершор 2-й, 3 — среднее течение р. Кара, 4 — р. Лядгей-Яха, 5 — руч. Утка-Тывис, 6 — руч. Лестьтаимшор, 7 — р. Силоваяха (участок Аллитовый), 8 — руч. Хальмершор, 9 — р. Силоваяха (устье руч. Сизимтьвис)



роидеями — известняк микритовый глинистый массивный с рассеянным детритом брахиопод. По-видимому, карбонатный ил улавливался и осаждался между веточками строматопороидей в умереннодинамичной зоне морского бассейна.

6. Мадстоун. Известняк темно-серый микритовый глинистый с тонким редким рассеянным детритом морской фауны. Можно предположить, что карбонатный ил накапливался в застойной глубоководной зоне морского бассейна.

7. Вакстоун детритовый. Известняк микритовый серый с мелким рассеянным неориентированным детритом брахиопод. Вероятно, карбонатный ил накапливался в умереннодинамичной зоне морского бассейна.

8. Пакстоун детритовый. Известняк светло-серый с микритовым цементом порового и базального типа, на 70—80 % состоящий из мелкого детрита и створок брахиопод. Этот литотип, очевидно, формировался в динамичной зоне морского бассейна.

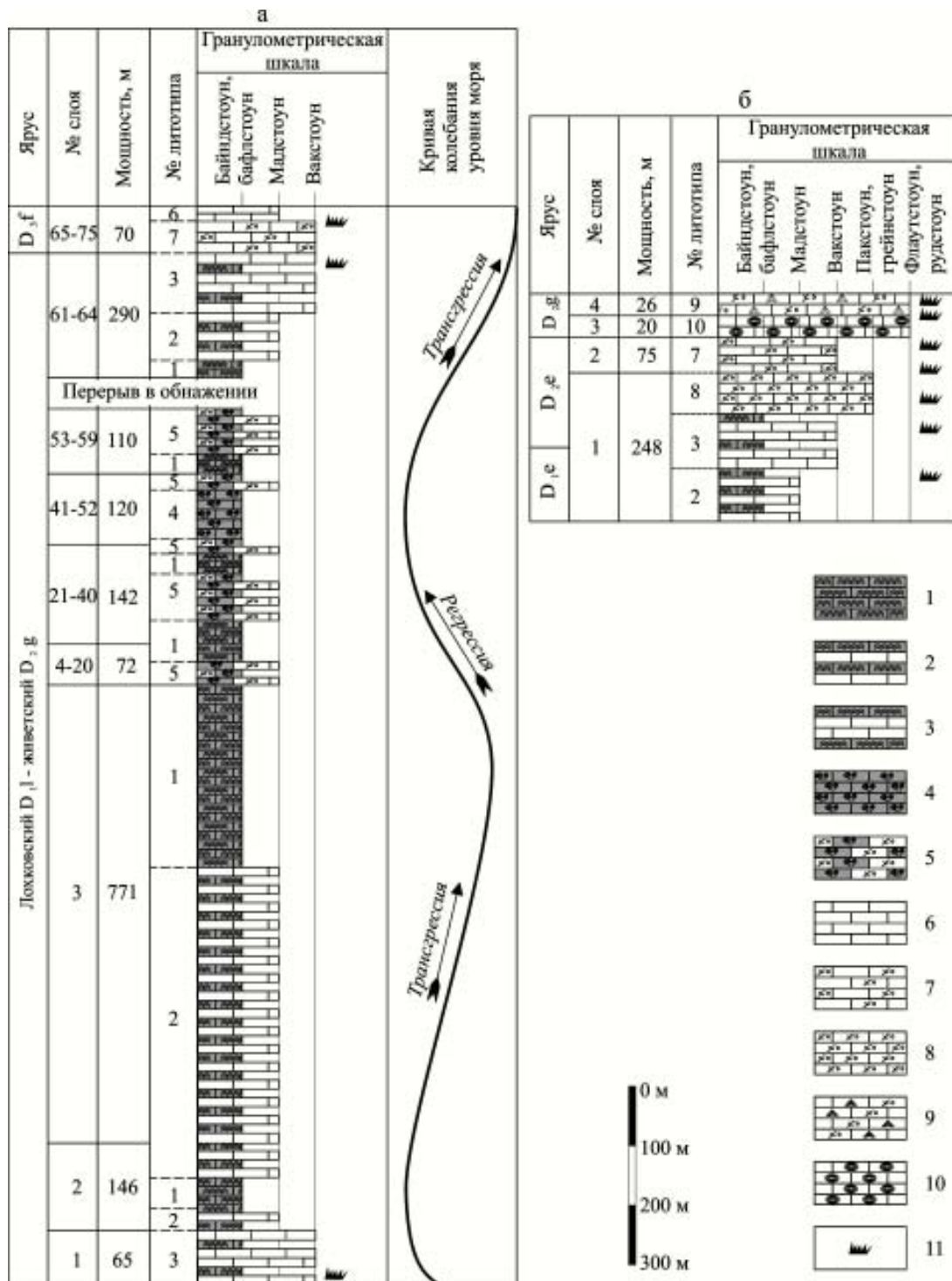


Рис. 2. Разрезы кара-силоваяского органогенного массива: а — ручей Сизим'юнкошор, б — правый берег среднего течения р. Кара. 1—3 — байндстоун: 1 — строматолитоморфный водорослевый, 2 — водорослевый с маломощными прослоями заполнителя, 3 — водорослевый с мощными прослоями заполнителя; 4—5 — бафлстоун: 4 — амфиоровый, 5 — амфиоровый с заполнителем; 6 — мадстоун; 7 — вакстоун детритовый; 8 — пакстоун детритовый; 9 — флаутстоун детритовый; 10 — рудстоун интракластово-оолитовый; 11 — уровни находок конодонтов

9. Флаутстоун детритовый. Известняк светло-серый с микритовым цементом порового типа, на 60—70 % состоящий из крупного детрита и створок брахиопод. По-видимому, осадок формировался в высоко динамичной зоне морского бассейна.

10. Рудстоун интракластово-оолитовый. Известняк светло-серый сложенный оолитами диаметром от 1 до 3 мм, промежутки между которыми заполнены спаритом. Присутствуют многочисленные градиционносортированные фрагменты (0.5—2 см) известняка микритового темно-серого глинистого. Этот литотип, вероятно, формировался у подножья подводных склонов из вещества, мобилизованного штормами на мелководье.

Результаты биостратиграфических и литолого-генетических исследований позволяют реконструировать историю формирования кара-силовых карбонатного массива (рис. 2). Он возник в начале локховского века за счет заселения карбонатных илов морского мелководья известково-выделяющими водорослями и бактериями (литотип 3). Их массовому росту (литотип 2) благоприятствовало падение уровня моря. В результате на максимуме регрессии в фотической зоне образовались водорослево-микробные холмы (литотип 1). Последовавшая за этим трансгрессия способствовала увеличению мощности построек. При этом в районе ручья Сизимьюнкошор располагался фронтальный склон массива (литотип 2), а его центральная часть находилась западнее. На максимуме трансгрессии центральная часть постройки (литотип 1) сместилась к востоку в район Сизимьюнкошора. Падение уровня моря (вероятно, на рубеже пражского и эмского веков [1]) привело к тому, что массив сместился дальше на восток, а в его волновой тени возникло низкодинамичное мелководье, заселенное ветвистыми колониями строматопороидей (литотипы 4, 5). В течение трансгрессии, начавшейся в середине эмса [1], постройка отступала к западу. В районе среднего течения р. Кара в конце эмса — начале эйфеля располагалась ее фронтальная часть (литотипы 2, 3), которая уже к середине эйфеля была погребена детрито-обломочными отложениями (литотипы 8—10), перемещавшимися по склонам массива к его подножию. Дальнейший интенсивный подъем уровня моря привел к тому, что в конце живетского века кровля постройки оказалась ниже границы фотической зоны и была перекрыта франскими глубоководными отложениями (литотипы 7, 6). Вероятно таким образом в течение раннего и среднего девона образовалось гигантское органогенное геологическое тело мощностью до 1700 м, которое в междуречье Кара — Силовыха занимает площадь не менее 400 км².

Литература

1. Антошкина А. И. Эволюция рифообразования и биогенных каркасов в палеозое северо-востока Европейской платформы // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2005, № 5. С. 10—13.
2. Першина А. И., Цыганко В. С. Новые данные по стратиграфии силурийских и девонских отложений юго-восточного окончания Пай-Хоя // Фанерозой Севера европейской части СССР. Сыктывкар, 1980. С. 3—19.

РАЗНООБРАЗИЕ ТИПОВ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЙКАХ БЕРЕЗНИКОВСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

А. П. Вилесов

ООО «Тюменский Нефтяной Научный Центр», Тюмень;
apvilesov@tnk-bp.com

Березниковская франско-фаменская карбонатная платформа (КП) расположена в северо-восточной части Камско-Кинельской системы палеовпадин. От разновозрастных изолированных платформ (Гежской, Луньевской, Ярино-Каменноложской) и Касибской барьерной системы позднедевонских органогенных построек она отделена депрессионными зонами прогибов — Кисловского, Кизеловского, Касибского, Челвинского [2, 3 и др.]. Особенностью строения Березниковской КП, как и других аналогичных изолированных карбонатных платформ, является чередование разнообразных по размерам и форме крупноамплитудных позднефранско-фаменских рифовых построек и комплексов слоистых межрифовых отложений.

Нефтегазоносные рифовые резервуары верхнего девона являются основным объектом поисково-разведочного бурения и разработки в пределах Березниковской КП. Они характеризуются сложным фаціальным строением [1 и др.], что проявляется в высокой степени неоднородности коллекторских свойств карбонатных пород каждого органогенного сооружения. В целом, карбонатные породы позднедевонских построек можно отнести к коллекторам сложного типа, имеющим крайне разнообразное строение пустотного пространства. Совершенно специфическую группу пустот в породах-коллекторах представляют трещины. В зависимости от своей морфологии при фильтрации флюидов они нередко играют важнейшую роль по сравнению со всеми другими типами пустот. Однако несмотря на кажущуюся многочисленность работ по изучению трещиноватости рифов Березниковской КП [4, 5 и мн. др.], можно без преувеличения констатировать, что закономерности распределения трещин в теле девонских рифовых построек и их морфологическое разнообразие по-прежнему изучены весьма слабо. Важнейшая цель таких целенаправленных исследований — это объективное и максимально точное применение параметров естественной трещиноватости при подготовке трехмерных геолого-гидродинамические моделей разрабатываемых карбонатных резервуаров.

Важной предпосылкой для разработки системы типов трещиноватости верхнедевонских рифогенных пород является техническое совершенствование методики отбора керн из сложных карбонатных объектов. Факти-



чески, только благодаря бурению последнего десятилетия с использованием керноберегающих снарядов нового поколения удалось по настоящему заглянуть в детали литологического строения девонских рифов.

Накопленная к настоящему времени информация по литологическим исследованиям керна позволяет произвести первичную систематизацию разнообразия трещин и наметить преобладающие зоны их распространения в теле верхнедевонских построек.

Общая система трещин девонских рифов включает следующие генетические морфотипы:

1. Трещины гравитационных смещений и оползаний по рифовому склону.
2. Трещины усыхания и растрескивания частично литифицированных осадков.
3. Трещины элювиальных горизонтов.
4. Трещины палеокарстовых обрушений и сколов.
5. Трещины деформаций слоев пород по контактам поверхностей напластования.
6. Трещины тектонические, обусловленные блоковыми напряжениями пород.

Трещины гравитационного генезиса типичны для склоновых фаций органогенных построек. Их образование происходило еще на стадии диагенеза при растяжении и частичном разрыве слойков осадка, находящегося в неравновесном состоянии на склоне постройки. По времени образования это наиболее древние трещинки рифовых массивов. Трещинки гравитационного генезиса имеют своеобразные морфологические особенности: они обычно короткие (первые см), извилистые, изменчивой ширины, в наиболее типичном случае перпендикулярно или под углом секущие слой. На спилах породы отчетливо наблюдаются деформации и разрывы трещинок, связанные со смещением слойков относительно друг друга. Большинство гравитационных трещинок залечены чистым разномасштабным кальцитом. Трещинки гравитационного генезиса ассоциируются с серией специфических литологических особенностей склоновых отложений. Таких как: *неправильная слоистость* (выражена в развитии текстур узловой, волнистой и линзовидной слоистости с неровными поверхностями наложения), *аллохтонный характер залегания органических остатков* (например, створки брахиопод разорваны и разделены), *развитие по глинистым прослойкам направленных борозд скольжения* (частичное перемещение осадков по склону под воздействием сил гравитации приводит к формированию специфических направленных от рифа борозд скольжения), *полости разрыва по слоистости* (смещение осадков с неправильной слоистостью неизбежно приводит к разрыву по плоскостям наложения, в результате чего формируются изолированные щелевидные полости, которые частично или полностью залечиваются чистым кальцитом), *гравитационные брекчи* (характерно развитие особенно интенсивной неравномерно залеченной гравитационной трещиноватости).

Пустотное пространство гравитационных трещин не играет значимой роли в рифогенных резервуарах. Причина этого кроется в их раннем образовании и интенсивном залечивании кальцитом, а так же развитию в пределах отдельных слойков без формирования пространственно значимой для фильтрации флюидов сети.

Проницаемость гравитационных трещинок рифового склона, замеренная на образцах кубической формы, обычно не превышает 20 мД.

Трещины усыхания и растрескивания частично литифицированных осадков наиболее типичны для тонко- и микрослоистых сферово-микрозернистых известняков рифовой лагуны и приливно-отливной надрифовой отмели. Они короткие (первые миллиметры — первые сантиметры), субвертикальные, клиновидные, с выклиниванием вниз, слабоизвилистые, как правило, залечены крупнозернистым кальцитом. Нередко по поверхности слоя такие трещинки многочисленны: на сечение керна диаметром 10 см насчитывается до 3—4 штук. Образование трещинок усыхания происходило так же на стадии раннего диагенеза, при субаэральном усыхании карбонатных илов, стабилизированных слизью цианей.

Трещиноватость усыхания, как и гравитационные трещинки рифового склона не играет значимой роли в формировании пустотного пространства рифовых резервуаров. Объясняется это так же высокой степенью залеченности этого типа трещинок и их ограниченным вертикальным распределением по кровельным поверхностям прослоев межприливных известняков.

Трещины элювиальных (палеопочвенных) горизонтов приурочены к поверхностям субаэральных перерывов, которые неоднократно повторяются в фаменской части построек. Трещины этого типа обычно очень тонкие (до 0.1—0.2 мм), относительно короткие, хаотично разнонаправленные, многочисленные, образуют сетку изменчивой частоты. Вниз от поверхности субаэрального перерыва трещиноватость слабеет. Палеопочвенные трещины неравномерно залечены черным и темно-коричневым углисто-глинисто-битуминозным материалом и кальцитом. С элювиальными трещинками ассоциируются редкие тонкие удлиненные червеобразные каверны, развитые по пустотам от корневищ наземных растений. Системы тонкой элювиальной трещиноватости обычно развиты по плотным известнякам кровельной части рифовых циклотем. Проницаемость по отдельным трещинкам низкая и средняя (первые десятки мД), однако она на три-четыре порядка превышает проницаемость матрицы вмещающих пород. При значительной густоте элювиальных трещин они могут формировать значимые для разработки проницаемые зоны, которые фактически не фиксируются методами ГИС.

Трещины палеокарстовых обрушений и сколов неравномерно распространены в пределах рифовых массивов. Их формирование связано с периодами значительных падений относительного уровня моря и интенсивным воздействием на карбонатные породы метеорных вод, приводящим к образованию полостей растворения различных размеров. Палеокарстовые полости и зоны растворения вертикально ориентированы, неравномерно заполнены разнородным карбонатным и глинисто-карбонатным материалом: щебнем коренной породы, пористым песчаниковидным крупнокристаллическим доломитом и кальцитом, тонко-микрозернистым глинистым кальцитом, друзами кальцита и др. Палеокарстовые трещины тесно связаны с палеокарстовыми полостями. Они имеют изменчивую ширину (от долей мм до нескольких мм), неровные и извилистые стенки. Длина трещин это-

го типа, по-видимому, изменяется в широких пределах; видимая длина достигает 1.5 м. Полости палеокарстовых трещин неравномерно частично залечены разномасштабным кальцитом двух-трех генераций. Наиболее интенсивно процессы карстования органогенных построек протекали в переходной зоне от биогермного ядра к зоне верхней части тылового шлейфа. К этим участкам рифов приурочены самые высокодебитные добывающие скважины. Проводимость палеокарстовых трещин является наиболее высокой по сравнению со всеми другими генетическими морфотипами трещин.

Трещинки деформации слоев известняков расположены по поверхностям наложения и перпендикулярны им, относительно короткие (2—3 см, иногда до 10 см), быстро угасающие, очень тонкие (не более 0.05—0.10 мм), выполнены черным глинисто-битуминозным материалом, нередко очень многочисленными, субпараллельными и расходящимися веером, стилолитизированные. Как правило, они приурочены к неровным бугристым поверхностям наложения, вдоль которых неравномерно развита стилолитизация. Формирование этого типа трещин связано с межслоевым уплотнением породы и перераспределением кальция, который залечивает в том числе и трещинки деформации. Системы трещинок деформации слоев не формируют значимых зон проницаемости.

Трещины тектонические, обусловленные блоковыми деформациями пород, субвертикальные и наклонные, преимущественно тонкие (0.1—0.5 мм), реже шириной до 1.0—5.0 мм, длинные, ровные, неравномерно залеченные кальцитом, реже черным битуминозным аргиллитом, частично раскрытые, иногда стилолитизированные, редкие (на сечение зерна 10 см — одна трещина). От длинных трещин первого порядка отходят разнонаправленные короткие и тонкие трещинки второго порядка. По аргиллиту в некоторых трещинах наблюдаются борозды скольжения, связанные с незначительным смещением блоков породы (первые сантиметры). Тектонические трещинки наиболее типичны в массивных и плотных водорослевых известняках биогермного ядра рифовых массивов. Здесь можно насчитать до трех возрастных генераций этих трещин. Для фильтрации флюидов в плотных водорослевых известняках тектонические трещины играют ведущую роль.

Литература

1. Вилесов А. П. Особенности строения карбонатных циклотем фаменского яруса в рифогенных постройках северо-востока Пермского края // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы рег. научн. конф. Пермь, 2007. С. 67—70.
2. Кузнецов Ю. И., Проворов В. М. Строение позднедевонско-турнейского палеошельфа северной части Урало-Поволжья // Тр. ВНИГНИ, 1977. Вып. 176. С. 3—11.
3. Неганов В. М., Морозкин А. Н., Шихов С. А. Строение Камско-Кинельской системы прогибов по результатам геофизики и бурения // Геофизика, 2000. Спец. выпуск. С. 34—38.
4. Некрасов А. С. Геолого-геофизические исследования карбонатных коллекторов нефтяных месторождений. Пермь, 2006. 422 с.
5. Проблемы геологии и разработки сложнопостроенных коллекторов трещинно-порового типа / ООО «ПермНИПИнефть». Пермь, 2003. 120 с.

АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

В. Г. Ганелин¹, А. С. Бяков², И. Л. Ведерников²,
Б. Г. Покровский¹, Н. А. Соловьёва³

¹ ГИН РАН, Москва; vigdal@yandex.ru

² СВКНИИ, Магадан; abiakov@mail.ru

³ МГУ, Москва; naiiba@rambler.ru

Широко бытует представление о том, что основные черты позднепалеозойской истории Северо-Востока Азии обусловлены перемещением обломков распавшейся Пангеи в высокие широты. В соответствии с этим климатические факторы, считаются основной причиной, определившей особенности позднепалеозойского био-седиментогенеза этой территории [2]. Однако как было показано ранее, это широко бытующее мнение, скорее всего, является заблуждением [1]. Основные причины, обусловившие своеобразие осадконакопления этого времени, скорее всего, имеют эндогенную природу, а своеобразие позднепалеозойской биоты обусловили не климатические, а трофические факторы.

На рубеже среднего — позднего палеозоя (с середины визе) здесь происходит деструкция существовавшей ранее карбонатной платформы, и заложение системы глубоководных прогибов. По обрамлению Сибирского континента формируется многокилометровый верхоянский терригенный комплекс, образованный сложным переплетением дельтовых, лагунно-морских, шельфовых и пелагических фаций, близкий лавинному типу седиментации современных пассивных окраин. Восточнее, на обширной территории Индиго-Колымо-Омолонского бассейна, а также на Чукотке, во вновь образованных глубоких бассейнах накапливаются относительно маломощные конденсированные чёрносланцевые глинистые, углеродистые, углеродисто-кремнистые, пеплово-кремнистые отложения, местами марганцевоносные, повсеместно сульфидоносные. В ряде районов присутствуют силы и покровы базальтоидов, достигающие порой значительной мощности. Осадконакопление этого времени, по-видимому, во многом связано с вулканическими и вулканокластическими процессами, которые поставляли в бассейны седиментации необходимые для производства биопродукции элементы. В этой ситуации особого внимания заслуживают присутствующие здесь аутигенные карбонаты, к которым, по преимуществу, и приурочены ассоциации раковинного бентоса.

Среди отложений первой половины ранней перми, и, вероятно, среднего-верхнего карбона, карбонаты пользуются незначительным распространением, также как и локально встречающиеся ареалы приуроченного к этим породам раковинного бентоса, принадлежащего к верхоянскому типу сообществ [3].



Карбонаты представлены биогермными линзовидными и куполовидными телами размером до 7 x 0.7 м и располагаются в толще углеродистых пеплово-кремнистых пород с содержанием $C_{\text{орг}}$ до 4 %. Сложены микритовыми известняками, насыщенными тонкодисперсным (до долей микрона) пиритом, часто представленным фромбоидальными скоплениями, а также тонкими вулканокластами. Биогермам свойственна тончайшая горизонтальная слоистость, что указывает, по-видимому, на формирование этих тел микробиальными матами.

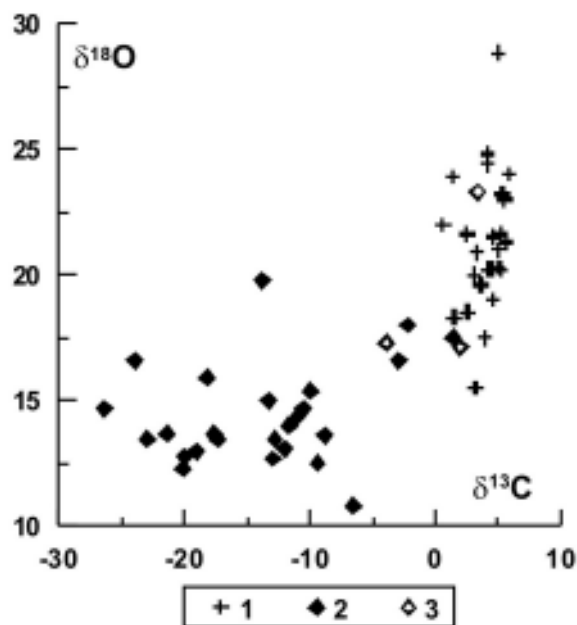
С трангрессией середины ранней перми, завершившейся к концу периода, связано формирование карбонатов иного типа. Они широко распространены на срединных поднятиях Колымо-Омолонского бассейна, где слагают толщи до 200 м, а также в обрамляющих их прогибах, где образуют прослои и пачки среди чёрносланцевых толщ. С этими карбонатами связано широкое расселение бентоса нового типа — колымо-омолонский тип ассоциаций [3]. Карбонаты, к которым приурочен этот бентос, образуют как нормально пластующиеся тела тонкослоистых известняков, слагающих порой толщи до 200 м, так и биогермные тела. Биогермы высотой чаще от 1 до 3 м, редко до 30 м и протяжённостью от первых метров до десятков метров, а возможно и более. Налегание отдельных биогермов друг на друга происходит по неровной волнистой границе. Иногда кровля биогермов имеет сильно расчленённый рельеф. Как правило, породы имеют тончайшую слоистость. Известняки зловонные, с резким запахом сероводорода, часто переполнены сульфидами. В шлифах можно видеть, что породы как из биогермов, так и нормально пластующихся слоёв, нацело состоят из тонких иголок кальцита, что традиционно служило основанием считать их обломочной породой, продуктом переработки раковинного материала иноцерамоподобных двустворок — «колымиевые, атомодесмовые» известняки. Исследование пород под электронным микроскопом показало ошибочность этого мнения и не оставляет сомнений в аутигенности этих образований. Карбонаты обнаруживают хорошо сохранившуюся минерализованную микробиальную структуру. При значительном увеличении в сканирующем микроскопе порода предстаёт как агрегат микроколоний, представленных призматическими и кубковидными формами. Колонии длиной до 300 мкм и шириной до 30 мкм плотно пригнаны друг к другу при полном отсутствии какого либо матрикса. Имеют морщинистую и ноздреватую поверхность, которая облекает минерализованные клетки кокоидной, палочковидной или яйцеобразной формы размером до 2 мкм. Характерна насыщенность тонкодисперсным пиритом, часто фромбоидальным. По поверхности колоний разбросаны поры (газовые вакуоли?) от долей микрона до 3 мкм, к ним часто приурочены выделения сульфидов. Среди чёрных сланцев карбонаты очень часто образуют бактериальные корки толщиной от миллиметров до сантиметровых. Такие же межпластовые корки наблюдаются часто и в карбонатных толщах.

На графике $\delta^{13}C$ — $\delta^{18}O$ (см. рисунок) две эти группы карбонатов чётко обособлены: 1) Известня-

ки верхней части разреза (омолонская и колымская серии), характеризующиеся высокими значениями $\delta^{13}C = 4.1 \pm 1.4\text{‰}$ — «нормально-морскими» для пермского периода [4], и широкими вариациями $\delta^{18}O = 15.5...28.8\text{‰}$; 2) Известняки нижнепермской углеродисто-кремнистой толщи (мугдужакская серия), характеризующиеся весьма низкими $\delta^{13}C = -9.4...-21.4\text{‰}$ и $\delta^{18}O = 12.5...15.9\text{‰}$.

Поскольку раковины брахиопод нижней толщи имеют «нормально-морской» изотопный состав углерода (см. рисунок), низкие значения $\delta^{13}C$ в валовых пробах этих известняков, очевидно, связаны с участием в их формировании органического углерода, окисленного сульфат-редуцирующими бактериями. Очень низкие для слабометаморфизованных пород значения $\delta^{18}O$ свидетельствуют о необычно интенсивном флюидном режиме, протекавшем, возможно, в условиях гидротермальной активности. Нельзя исключать также участие в строении микробиальных матов метастабильных гидро-карбонатов. Аномально лёгкий изотопный состав углерода карбонатов, также как и особенности их литологии, позволяют предположить, что в данном случае мы имеем дело с минерализованным хемотрофным бактериальным сообществом, основу трофической цепи которого составляли метанотрофные прокариоты — археи, бактерии. В последние годы широкое распространение сообществ подобного типа (сиповые сообщества) выявлено в современных морских бассейнах.

В отличие от раннепермских карбонатов известняки колымо-омолонского типа формировались, по-видимому, на разных уровнях фотической зоны стратифицированного бассейна. Высокая биопродуктивность бактериальных поселений, можно полагать, связана с жизнедеятельностью фотосинтезирующих анаэробных серных бактерий (*Chlorobiaceae*?). После-



Соотношение изотопного состава углерода (‰ PDB) и кислорода (‰ SMOW) в пермских карбонатах Колымо-Омолонского бассейна.

1 — омомонская и колымская серии; 2—3 — мугдужакская серия: 2 — валовые пробы, 3 — раковины брахиопод

дни, в отличие от цианобактерий, строгие анаэробы и не выделяют кислород. Они являются фотоавтотрофными организмами, разлагающими неорганические соединения, в частности, сероводород и откладывают серу вне клетки. Поселения раковинного бентоса, приуроченные к этим бактериальным постройкам, по-видимому, располагались в зоне хемоклина - границе сероводородной и кислородной обстановок. Обилие органического вещества, создаваемого бактериями, составило трофическую основу бентоса колымо-омолонского типа. Представители иноцеромоподобных двустворок в его составе, которым свойствен гигантизм, возможно, являлись симбиотрофами с бактериями, наподобие современным крупнораковинным тридакнам, калиптогенам, батимодиолам.

Рассмотренные особенности био-седиментогенеза не ограничиваются Северо-Востоком Азии, но имеют аналоги в пределах Гондваны [5].

Исследования поддержаны РФФИ, проекты №08-05-00155, №08-05-00100, и Президиумом РАН, программа 15.

Литература

1. Ганелин В. Г. Бореальная бентосная биота в структуре позднепалеозойского мирового океана // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997. Т. 5. № 3. С. 151—159.
2. Карасик А. Н., Устрицкий В. И., Храмов А. Н. История формирования Северного Ледовитого океана // 27-й Международный геол. конгресс. Доклады. Т. 4. Геология Арктики. М., 1984. С. 151—159.
3. Ganellin V. G. Brachiopods in the Late Palaeozoic benthic biota of Northeast Asia // 6th International Brachiopod Congress. Geological Society of Australia. N95. Melbourne, 2010. P. 43—44.
4. Baud A., Magaritz M., Holser W. T. Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies // Geol. Rundschau, 1989. V. 78. No. 2. P. 649—677.
5. Watherhouse J. B. Permian stratigraphy and Faunas of New Zeland // N. Z. geol. surv. Bull. a. s. 72, 1964. 101 p.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНОГЕННОЙ ПОСТРОЙКИ ГОРЫ БРАТ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Е. Н. Гапликова

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток; rumbum@yandex.ru

В Южном Приморье широко распространены верхнепермские карбонатные отложения, которые изучались многими исследователями. Палеоэкологические исследования проведены лишь на одном органогенном массиве — Находкинский риф, на остальных массивах эти исследования проводились частично или вовсе не проводились [1, 2, 3]. Автором начато детальное палеоэкологическое изучение органогенной постройки г. Брат.

Гора Брат представляет собой изолированный массив и в рельефе и имеет форму куполовидной возвышенности с овальным основанием, по длинной оси 1000 м, по короткой 600 м. После вскрытия карьера массив имеет высоту около 250 м.

Для выяснений условий образования органогенной постройки изучался систематический состав беспозвоночных, обнаруженных в органогенных известняках, определялось процентное содержание рифостроящих и рифолюбивых организмов, выяснялся характер взаимоотношений различных экологических групп. Полученные данные позволили выявить на данном этапе три стадии рифообразования: стадия банки, стадия биострома и стадия биогерма.

Формирование массива началось в мидийском ярусе. Здесь встречаются многочисленные фораминиферы (*Lasiodiscus*, *Nodosaria Abadehella*), брахиоподы (*Waagenenites*, *Leptodus*), единичные двустворчатые моллюски, обнаруженные в основании массива. Позже в формировании постройки принимали участие мелкие колонии мшанок (*Girtypora regula*, *Pseudobatostomella innae*), единичные кораллы (*Euryphyllum*, *Amplexocarinia*, *Calophyllum kabakovichae*, *Waagenophyllum*, *Polythecalis*), сфинктозоа (*Sollasia arta* Belyaeva, *Lichuanospongia primorica* Belyaeva). Фораминиферы обильны в составе и захоронены гнездообразно. Из них многочисленны *Lepidolina* ex gr. *shiraiwensis*, *L. multiseptata*, *Neosumatrina bratensis*. Реже встречаются *Lepidolina kumaensis* [4]. Постепенно рифостроящие организмы становились многочисленнее, что привело к образованию небольших биостромовых построек, в которых каркасостроителями в основном были водоросли, реже — мшанки и кораллы [1].

На стадии образования биостромов (джульфинский ярус) основными каркасостроителями были криноидеи, водоросли, кораллы (*Pseudofavosites kotljarae*, *Euryphyllum*, *Amplexocarinia*, *Calophyllum kabakovichae*,



Waagenophyllum), сфинктозоа (*Sollasia arta* Belyaeva, *Lichuanospongia primorica* Belyaeva), мшанки (*Girtypora regula*). Среди сопутствующих организмов этого уровня можно назвать брахиопод (*Enteletes*, *Martinia*, *Anidanthus sinosus*, *Squamilaria grandis*), фораминифер (*Lepidolina ex gr. shiraiwensis*, *L. multiseptata*, *Neosumatrina bratensis*, *Lepidolina kumaensis*, *Colaniella parva*), гастропод, аммоноидей (*Daubichites*).

Третья стадия развития органогенной постройки приурочена к верхней части людянзинского горизонта. В это время получили развитие биогермы. Органические остатки, обнаруженные в биогермных известняках более многочисленны. Основными строителями были сфинктозоа (*Sollasia arta Belyaeva*, *Lichuanospongia primorica Belyaeva*), криноидеи, кораллы (*Pseudofavosites kotljarae*, *Euryphyllum*, *Amplexocarinia*, *Calophyllum kabakovichae*, *Waagenophyllum*), губки, мшанки (*Girtypora regula*). Вместе с ними обитали брахиоподы (*Enteletes*, *Martinia*, *Anidanthus sinosus*, *Squamilaria grandis*), двустворки, реже фораминиферы (*Lepidolina ex gr. shiraiwensis*, *L. multiseptata*, *Neosumatrina bratensis*, *Lepidolina kumaensis*) и аммоноидеи (*Daubichites*) [3]. Взаимоотношения рифолюбов и рифостроителей указывает на то, что различные группы организмов занимали определенные ниши, поселяясь на более пригодных для их жизни участках морского дна. Исследования выявили начальное формирование рифовых фаций, о которых свидетельствует обилие кораллов.

На данном массиве наблюдаются только начальные стадии формирования рифовой постройки. Фации рифового склона представлены органогенно-обломочными известняками. Отложения фации ядра рифа и лагуны встречаются ограниченно и представлены массивными биоморфно-детритусовыми известняками. Основными рифостроителями были сфинктозоа (*Sollasia arta Belyaeva*, *Lichuanospongia primorica Belyaeva*), криноидеи, табулятоморфные кораллы, мелкие мшанки (*Girtypora regula*, *Pseudobatosomella innae*). Фация зарифовой лагуны сложена чередованием слоистых пелитоморфных известняков и мергелей.

Литература

1. Беляева Г. В., Тащи С. М. Органогенные постройки верхней перми Приморья // Тихоокеанская геология, 1996. Т. 15. № 3. С. 50—67.
2. Гапликова Е. Н., Пунина Т. А. Органогенные постройки Приморья в верхнепермском морском бассейне // Океанологические исследования: Четвертая конференция молодых ученых. Владивосток, 2009. С. 29—30.
3. Котляр Г. В., Вукс Г. П., Кропачева Г. С., Кушнар Л. В. Находки риф и место Людянзинского горизонта Южного Приморья в ярусной шкале пермских отложений Тетической области // Проблемы биостратиграфии перми и триаса востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 54—63.
4. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д., Кропачева Г. С., Чедия И. О. Стратиграфия верхнепермских отложений // Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. С. 52—74.

ПРОЯВЛЕНИЕ БИОСТРОМОВ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО- ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Е. А. Глазырин¹, Н. В. Глазырина¹, М. Б. Шкабурский²

¹ ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону; eaglazyrin@mail.ru

² ФГУП «Кавказгеолсъемка», Ессентуки;
zamglav@geolog.kmv.ru

Карбонатные флишевые отложения верхнемелового (турон-кампан) возраста Новороссийско-Лазаревской структурно-фациальной зоны составляют сырьевую базу Новороссийской группы месторождений цементных мергелей. Отложения слагают южное опрокинутое и северное пологое крыло крупной Семигорской антиклинали, простирающейся вдоль Черноморского побережья. Мощность продуктивного разреза составляет порядка 1000 м и представлен отложениями (снизу вверх) натухайской, гениохской и ахейанской свит. Продуктивные отложения сложены флишевым переслоем от известковистых глин и песчаников до почти чистых известняков. Детальные исследования наименее изученного продуктивного разреза северного крыла Семигорской антиклинали позволили нам впервые выявить биостромы, которые ранее не описывались для этих отложений.

Нижненатухайская подсвита (туронский ярус) мощностью 234—280 м представлена флишевым переслаиванием песчаников и алевролитов (до 20 %), глинистых известняков (более 35 %) и глинистых мергелей (до 45 %).

Верхненатухайская подсвита (коньякский ярус) сложена флишевым переслаиванием глинистых известняков (60—70 %), мергелей (30—35 %), песчаников и алевролитов (до 5 %). Мощность 200—220 м.

Нижнегениохская подсвита (сантонский ярус) мощностью 150 м сложена субфлишевым переслаиванием глинистых известняков (71 %), мергелей (26 %), песчаников и алевролитов (до 3 %).

В верхнегениохской подсвите (сантонский ярус) в практике изучения и эксплуатации месторождений цементных мергелей выделены три горизонта. Нижний горизонт верхнегениохской подсвиты мощностью 8—9 м по литологии схож с нижнегениохской подсвитой. Средний горизонт мощностью 17—20 м сложен субфлишевым переслаиванием глинистых мергелей (до 57 %), мергелей-натуралов (известковый мергель) (34 %), кремнистых мергелей (4 %), песчаников и алевролитов (до 5 %). Верхний горизонт мощностью 58 м сложен также субфлишевым переслаиванием, где главенствующая роль принадлежит мергелям-натуралам (до 77 %); подчиненное значение имеют глинистые известняки (до 6 %), гли-

нистые мергели (10 %), кремненные мергели (7.5 %), песчаники и алевролиты (0.5 %).

Ахейнская свита (кампанский ярус) мощностью 386–406 м сложена флишевым переслаиванием различных по карбонатности мергелей (вплоть до глинистых известняков) и кремнистых мергелей с песчаниками и алевролитами. Преобладающими породами служат глинистые мергели — от 35 до 70 % разреза и более.

Полный флишевый ритм слагают (снизу вверх):

1. Известковые мелкозернистый песчаник и (или) алевролит (часто отсутствуют, выпадают из ритмов) мощностью 0.5–5, редко до 20 см.
2. Глина известковистая мощностью до первых сантиметров (может выпадать из основания ритма в высококарбонатном разрезе).
3. Мергель глинистый (может выпадать из основания ритма в высококарбонатном разрезе).
4. Мергель (может выпадать из ритма).
5. Известковый мергель (может выпадать из кровли ритма в низкокарбонатном разрезе).
6. Глинистый известняк (может выпадать из ритма в низкокарбонатном разрезе).

Мощность ритмов чаще всего составляет 0.1–0.6 м. Для некоторых интервалов низкокарбонатного разреза верхняя часть ритмов вместо пластов 5 и 6, может быть представлена кремнистым мергелем. Практически все литологические разности пород имеют следы переработки ходами илоедов, которые в различной степени преобразуют исходный осадок. Максимальной переработке подвержена кровля флишевых ритмов, особенно высококарбонатных пород — известковых мергелей и, более всего, глинистых известняков.

Между выделяемыми литологическими разностями существуют взаимные переходы, обусловленные вариацией соотношений двух главных составляющих пород — биогенной и терригенной.

Биогенная составляющая представлена карбонатными раковинками фораминифер, их детритом и шламмом. Реже отмечаются спикулы губок, диатомеи и фрагменты красных водорослей. Присутствуют пеллеты, замещенные глауконитом и коллофаном. Биогенная составляющая обогащает верхнюю часть флишевых ритмов.

Терригенная составляющая сложена глинистым и алевро-песчаным материалом, обогащающим нижнюю часть флишевых ритмов. Терригенный алевро-песчаный материал представлен преимущественно терригенным кварцем, литокластами ниже залегающих пород, редкими мусковитом, биотитом, андезином и микроклином. Значительная роль, часто преоблада-



Рис. 1. Биостром на выветрелой поверхности известняка (расташен на фрагменты)

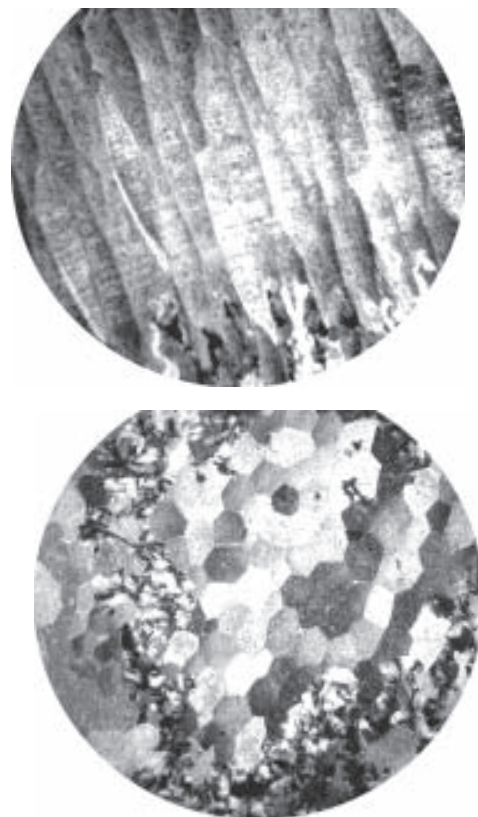


Рис. 2. Микростроение биострома. Столбчатая (слева) и сотовая (справа) структура, соответственно, в продольном и поперечном срезе. Жилообразные лапчатые агрегаты халцедона. Нижнегениохская подсвита, николи скрещены, диаметр поля зрения 1.5 см

ющая, принадлежит перемытым раковинкам микрофауны и их детрита.

В результате структура пород комбинированная — преимущественно органогенно-детритово-алевропелитовая у мергелей и глинистых известняков, до псаммо-органогенно-полидетритовой и органогенно-полидетритовой псаммитовой у песчаников.

Биостромы встречаются в высококарбонатном типе разреза — в отложениях натухайской свиты, нижнегениохской подсвиты и нижнего горизонта верхнегениохской подсвиты. Они представлены относительно редкими плоскими карбонатными постройками мощностью 0.5–3 см и длиной от 5 см до 1 м и более. Верхняя поверхность постройки слабо выпуклая и имеет параллельно-лучистый, сноповидный рисунок типа плавника рыбы. В разрезе они состоят из параллельных полупрозрачных слойков мощностью 1–2.5 мм с поперечно-шестоватой микросотовой структурой, от светло-серого до темно-серого цвета за счет содержания тонкодисперсного углеродистого вещества (рис. 1, 2).

Биостромы в разрезе маркируют паузы в седиментации. В гениохской свите они чаще всего приурочены к центральным частям пластов известняков, где разделяют нижнюю часть, сформированную из турбидитов, от верхней, сформированной в условиях более позднего перемыва отложений. В верхне-натухайской подсвите биостромы нередко приурочены к кровле градационных пластов известкового песчаника или алевролита в подошве известняка, слагая тем самым основание карбонатного ритма. При вы-



ветривании известняка биостромы выделяются как более крепкие и устойчивые.

Постройки частично раздавлены, нередко фрагментированы, с отщеплениями отдельных слоев, местами растащены по слоистости и сцементированы матриком вмещающего известняка. Характер фрагментации носит литификационный характер.

Под микроскопом поперечно тонко-шестоватая структура слоев построек сформирована плотно упакованными шестигранными «карандашами» кальцита (рис. 2). Слойки в продольном срезе имеют сотовую структуру, в поперечном — столбчатую. Карандашная сотовая структура нередко взломана и растащена на отдельные пачки «карандашей», «карандаши» и их фрагменты, сцементированные глинисто-карбонатным матриком известняка.

Биостромовые постройки рассекаются, растворяются и смещаются стилолитовыми швами. В них также развивается окремнение в виде извилистых неправильных прожилков и пятен, сложенных лапчатым агрегатом халцедона (рис. 2).

РИФЫ СУЯЛТАШСКОЙ СВИТЫ В НУРАТИНСКОМ И МАЛЬГУЗАРСКОМ ХРЕБТАХ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

А. Д. Гончар

ГП НПЦ «Геологии благородных и цветных металлов»,
Ташкент, Узбекистан

На западном окончании хребта Мальгузар (Западный Узбекистан) и на южном склоне хребта Северное Нуратау, в виде отдельных обнажений, выделяются карбонатные толщи суялташской свиты, считающейся фациальным аналогом богамбирской свиты хр. Северное Нуратау. Возраст обоих толщ длительное время является дискуссионным, одни исследователи относят карбонаты к рифею, другие к кембрю-ордовика. При отнесении к рифею использовались списки определений З. М. Абдуазимовой [1] проблематичных организмов (акритарх, невландиид, камазиид и др.), более молодой возраст обоснован находками автора и определением А. И. Кимом табулятоморфных кораллов в богамбирской свите [4].

Мощность разреза суялташской свиты в Шамал-сае (горы Койташ в хр. Нуратау) составляет до 100 м. Ее разрез представлен сочетанием серых массивных и тонкослоистых известняков. В отдельных слоях часты включения амфипор, на основании их находок, в период геолого-съёмочных работ 60-х годов (Посохова и др.), свиту относили к девонскому времени. Однако находки проблематиков дали основание сторонникам рифея резко понизить возраст вмещающих отложений. Контакты свиты с окружающими терригенными толщами ордовика только тектонические. Как и на гряде Богамбир (северный склон хр. С. Нуратау), известняки, на тектоническом контакте с окружающими терригенными отложениями ордовика, превращены в метасоматические черные кремни. Мощность кремней не превышает нескольких метров. Во многих тонкослоистых известняках находятся открытые полости (рис. 1). Размер их от первых сантиметров до 15—20 см. Стенки ровные. Ходы то единичные, то довольно частые. Есть и сплю-



Рис. 1. Слепки тел илоедов в межрифовых известняках. Хр. Итарка



Рис. 2. Морфология органогенных построек. Дуль-дуль-сай, хр. Итарка

щенные формы. Автором предполагается [2], что полосы представляют собой слепки тел уникально крупных илоедов, обитавших в насыщенных органикой межрифовых слоистых известняках. После гибели организмов, часть из них могла сохраниться в жидком осадке, обусловив формирование открытых полостей. В ряде обнажений наблюдаются различные стадии сжатия полостей, вплоть до узких щелей.

Аналогичные по морфологии и различные по размерам открытые полости (слепки) являются характерной чертой всех изученных обнажений как богамбирской, так и суялташской свит. Повсеместно их присутствие связано только с тонкослоистыми разностями известняков, облекающих массивные постройки.

Особенностью разреза в Шамал-сае является наложение на массивные рифогенные известняки пачки тонкослоистых известняков с проявлением в них косой перекрестной слоистости. Этот тип слоистости свойственен зонам бассейна с активной динамикой среды осадконакопления. Вероятно, рифовые постройки здесь были близки к поверхности бассейна и частично разрушались.

Широкая долина реки Сандзар разделяет хр. Северное Нуратау и Мальгузар. К бортам этой реки и спускаются известняки суялташской свиты, обнажаясь в виде тектонических линз различной мощности среди терригенных толщ ордовика.

Южнее новой автомобильной дороги Джизак—Самарканд, в километре от нее, расположен низкий хребет Итарка. Он является самым западным окончанием гор Мальгузар, где так же развиты карбонаты суялташской свиты. По простиранию известняки тянутся на 2—3 км. Руслом маленького ручья Дуль-дуль хребет разделен на две площади. Как и в других изученных объектах, известняки суялташской свиты имеют только тектонические контакты с вмещающими терригенными толщами ордовика.

На контактах по известнякам так же развиты мало мощные метасоматические кремни (до 2—5 м). Известняки свиты образуют в рельефе четкие куполовидные выхода (рис. 2), свойственные органогенным постройкам. В отложениях часты включения крупных стромапор. Размер их в диаметре до 1—2 м. Возможно, что водоросли и являлись основными рифостроителями. Массивные известняки облекаются тонкослоистыми разностями. В них часты открытые полости различного диаметра. Размер от 2—5 см. до 20—30 см. В отдель-

ных обнажениях можно наблюдать как несколько отверстий сливаются в один общий ход.

Как и в обнажениях сая Шамал, в районе сая Дуль-дуль, на куполовидные формы рифогенных построек с несогласием налегают серые тонкослоистые известняки. В них включения кремневых окатышей, крупные и симметричные слепки знаков ряби, проявления косой перекрестной слоистости волноприбойного типа. На основании этих фациальных признаков стало возможно выделение отложений волноприбойной фациальной свиты. В ряде шлифов из этих известняков установлены срезы спикул губок, обломки хиолита или конодонтов. Возраст вмещающих отложений определен как нижний—средний палеозой (Огурцова, АН Кыргызстана).

На основании полученного фактического материала можно сделать следующие выводы. В ордовике в пределах изученных площадей Южного Тянь-Шаня существовал водный бассейн [3,4]. Вблизи берега шло накопление терригенных отложений. На перегибе шельфа в условиях теплого климата местами формировались рифовые постройки богамбирской и суялташской свит. В их формировании активно участвовали кораллы и водоросли. Образовалась протяженная, более ста километров, рифогенная гряда от хребта Богамбир (северный склон хр. С. Нуратау) до западного окончания хребта Мальгузар (гряда Итарка). Морфологически органогенные постройки представляют купола массивных черных или серых известняков. В понижениях между ними накапливались темные и тонкослоистые карбонаты. В них обитали, вероятно, многочисленные илоеды, достигавшие уникальных размеров тела. Они осуществляли активную биотурбацию насыщенного органикой осадка. В результате постоянной гибели членов сообщества в осадке могли иногда сохраняться очертания их тел [2]. Часте эти слепки задавливались осадком и исчезали. Лишь часть сохранилась в виде открытых ходов. Местами органогенные постройки приближались к поверхности бассейна и начинали разрушаться с формированием волноприбойных известняков.

Литература

1. Абдуазимова З. М., Александрова Н. В. Особенности геологического строения и биостратиграфии гряды Богамбир (Южный Тянь-Шань, хребет Северный Нуратау) // *Geologiya va mineral resurslar*, 2003. № 2. С. 3—12.
2. Gonchar A. The unique thanatocoenosis of mud-eaters in early palaeozoic carbonates, South Tien-Shan // *Abstract book and the intra-congress field trip guidebook*. Polish Geological Institute. Warszawa: 2008. P. 46—47.
3. Гончар А. Д. К истории рифообразования в палеозое Южного Тянь-Шаня. (Paleozoic reefal development in South Tien Shan) // Глобальная корреляция нижнедевонских карбонатных и кластических разрезов: Материалы Международной конференции, Китабский Гос. геол. заповедник, 25 авг.—3 сентяб., 2008. С. 33—34.
4. Гончар А. Д. Проблемы богамбирской свиты хр. Северное Нуратау — верхний рифей или кембрий-ордовик // Материалы 14-й Международной полевой конференции и экскурсии рабочей группы по ярусному делению докембрия Алматы — хребет Малый Каратау, Южный Казахстан. 24 авг.—2 сент. 2009 г. Алматы: Ғылым, 2009. С. 79—80.



ПОИСК РИФОВ В ОРЕНБУРГСКОМ ПРЕДУРАЛЬЕ И СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ: ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА

В. М. Горожанин¹, В. И. Днистрянский²,
С. М. Побережский², А. Г. Ефимов²,
Е. Н. Горожанина¹

¹ ИГ УНЦ РАН, Уфа; gorozhanin@ufaras.ru

² ООО «ГазпромДобычаОренбург», Оренбург;
geolog@ogp.gazprom.ru

С нижнепермскими органогенными постройками рифового типа в Предуральском прогибе связаны нефтяные и газовые залежи, история открытия которых началась еще с Ишимбайского месторождения. Рифы приурочены к западной бортовой зоне прогиба, протягиваясь субмеридиональной полосой до слияния его с Прикаспийской впадиной в районе южного окончания Соль-Илецкого свода. Здесь, на Вершиновской площади, полоса рифов поворачивает на запад, маркируя северный бортовой уступ Прикаспийской впадины.

Эти рифовые массивы вмещают, в основном, мелкие и средние по запасам залежи. После обнаружения Карачаганакского рифа в прибортовой зоне северного Прикаспия, вмещающего гигантское, с запасами >1.2 трлн т, месторождение газоконденсата, интерес к поиску рифовых массивов усилился. Теоретической основой поисков послужило представление о том, что кроме бортовых рифов, обрамляющих Соль-Илецкий свод с юга, в прибортовой депрессионной зоне Сев. Прикаспия существует вторая полоса рифов, которая тянется от Карачаганака на восток. Обнаружение в прибортовой зоне Прикаспийской впадины Троицко-Кобландинской полосы поднятий подсолевого ложа привело многих геологов к представлению, что эти поднятия могли быть аналогом Карачаганакской постройки [1, 2]. Благоприятными факторами поисков были наличие контрастного рельефа (прогиба с депрессионным типом осадков, структур бортового уступа и отдельных поднятий, на которых могли возникнуть рифовые постройки), а также наличие региональной эвапоритовой покрывки в виде кунгурских солей. К факторам, серьезно затрудняющим проведение геолого-поисковых работ, относится большая мощность надрифовых (наднижнепермских) отложений, достигающая 5–6 км, а также интенсивно развитый соляной диапиризм.

ООО «Газпром добыча Оренбург» проводит геолого-разведочные работы в прибортовой зоне Прикаспийской впадины и в Предуральском прогибе начиная с 1993 г. Региональными и площадными геофизическими работами было установлено около двух десятков структур, которые по принципу «прозрачности» волнового поля часто квалифицировались как «органогенная постройка» или «аномалия типа риф». При последующем бурении на Каинсайской и Южно-Линевской площадях в Прикаспии, на Корниловской и Акобинской площадях в Предуралье такой прогноз не подтвердился, основной

причиной этого является неоднозначная трактовка сейсмических данных из-за искажающего влияния соляного диапиризма.

Структуры, перспективные на нефть и газ, предполагались как под соляными валами, так и в межкупольных депрессиях. С антиклинальными структурами в межкупольных депрессиях были связаны ожидания рифовых массивов карачаганакского типа. При разбуривании они нередко оказываются «соляными подушками» (скв. Южно-Линевская-1), т. е. остаточными ядрами ангидрита – остатками от перераспределения соли первичных соляных валов (рис. 1, Шаповаловская структура).

Под соляными валами также выявляются положительные структуры с аномальной сейсмической записью, что давало основание прогнозировать их в качестве «рифов». Разбуривание этих структур показало, что они являются антиклинальными структурными валами, связанными с тектоническими нарушениями сдвигового типа и представляют собой горстовидные структуры – структуры «цветка положительного типа» (рис. 2), (скв. Каинсайская-2, скважины Нагумановской и Акобинской площадей). Горстовидные структуры образуют зоны разуплотнения, в которых благодаря выщелачивающему действию циркулирующими по зонам разломов растворов, в карбонатных толщах формируется пустотное пространство, достаточное для формирования скоплений углеводородов, иногда в промышленных масштабах. При этом сами приразломные структуры могут закладываться независимо относительно распределения нижнепермских фаций – как в зоне бортового уступа, маркируемого аселскими рифовыми постройками (Нагумановское и Вершиновское месторождения), так в зоне депрессионных аселских отложений (Акобинское месторождение). Депрессионные осадки благодаря присутствию в них большого количества остатков нефтепродуцирующего фитопланктона *Tasmanites* при благоприятных структурных соотношениях (прилегание по тектоническим контактам) могли служить нефтематеринскими толщами при формировании газовых залежей в оолитовых коллекторах затопленной башкирской карбонатной платформы (Акобинское месторождение).

Находки нижнепермских рифовых массивов, подобных Карачаганаку, в южном и восточном депрессионном обрамлении Соль-Илецкого свода теоретически еще возможны, но маловероятны, учитывая степень изученности региона сейсморазведкой и бурением, а также ограниченность по площади российской части Прикаспийской впадины.

В настоящее время основными поисковыми объектами должны быть не рифы, а более значительные по размерам тектонические валообразные структуры, наложенные на карбонатные платформы двух стратиграфических уровней – башкирской и артинской, с мощными толщами зернистых известняков (оолитовые и биокластовые грейнстоуны).

Вследствие сдвиговой природы структурных валов, сочетания в них зон сжатия и растяжения, распределение вторичных коллекторов в подсолевых карбонатных отложениях носит сложный, часто непредсказуемый характер и требует детального изучения геодинамики блоков сейсмическими работами формата 3D. Расположение зон разломов в Предуральском прогибе и северной

части Прикаспийской впадины в целом отвечает сетке разломов, генетические причины возникновения которой недостаточно ясны. Возможно, разломы имеют неотектоническую природу и связаны с геодинамическими процессами в Альпийско-Гималайском складчатом поясе.

Зоны сдвиговых деформаций являются каналами дренажа для подтока УВ из подстилающих и прилегающих нефтематеринских отложений а также местом локализации тектонически экранированных залежей.

Литература

1. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Яикского свода / С. П. Максимов, И. Н. Капустин, Л. Г. Кирюхин, С. П. Рогова . Геология нефти и газа, 1981. № 5. С. 20—27.
2. Направление и методика проведения геолого-разведочных работ с целью открытия и разведки газоконденсатных месторождений в северной бортовой части Прикаспийской впадины / С. П. Максимов, И. А. Шпильман, Р. Б. Бахтияров, С. И. Шпильман. Геология нефти и газа, 1983. №1. С. 1—8.

Рис. 1. Строение зоны сочленения Прикаспийской впадины и Прикаспия по сейсмопрофилю 25 через скв. 501 Вершиновская. А—Д — кровля: А — ассельско-артинских пород, Б — карбонатов башкирского яруса, С1 — карбонатных пород нижнего карбона, Д — отложений девона

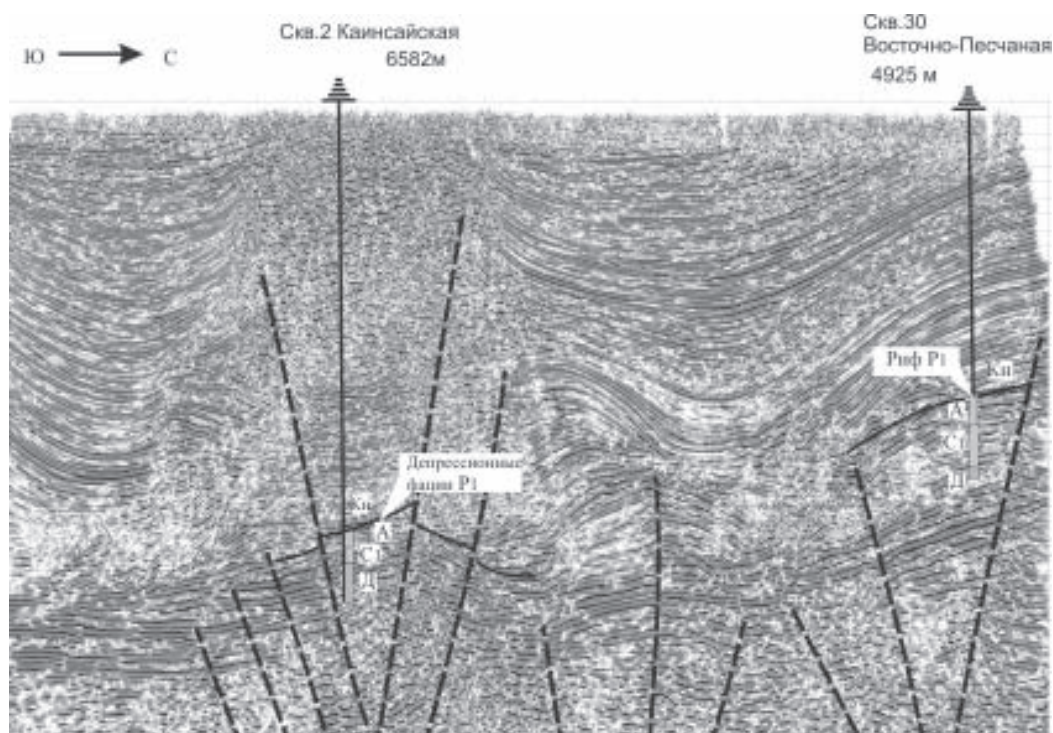
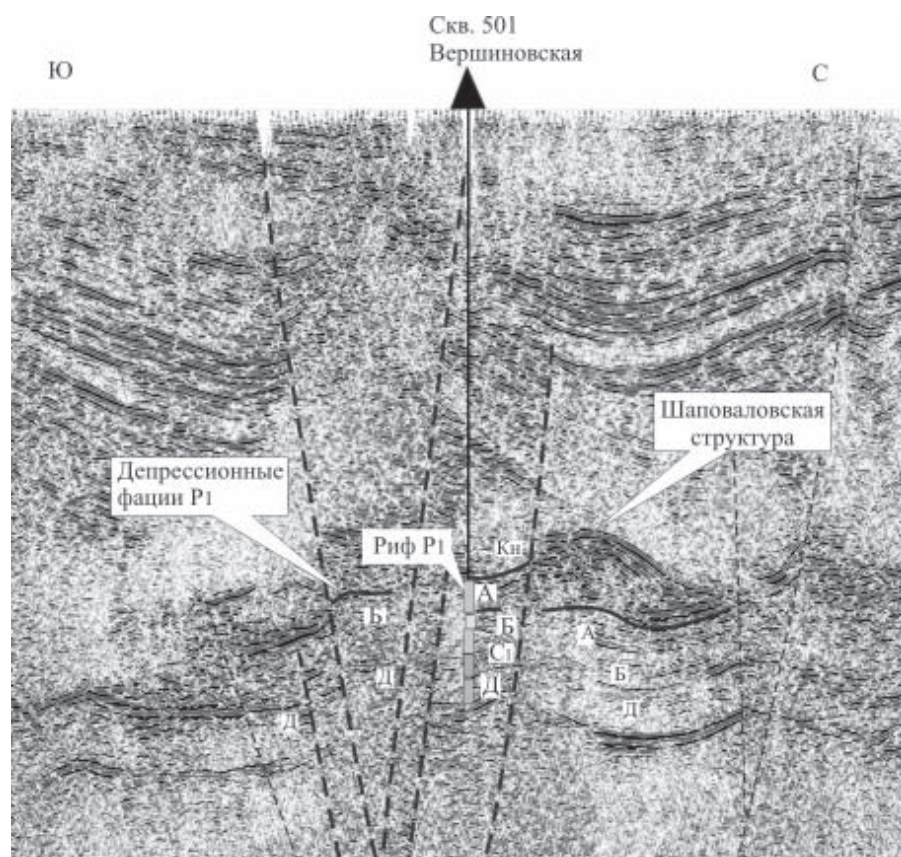


Рис. 2. Строение северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины по сейсмопрофилю 1 через скв. 2 Каинсайская и 30 Восточно-Песчаная.

А—Д — кровля: А — ассельско-артинских пород, С1 — карбонатных пород нижнего карбона, Д — отложений девона. Пунктиром показаны разломы.





НИЖНЕПЕРМСКИЕ РИФЫ В СТРУКТУРЕ ЮГА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА И СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ И СКВАЖИННЫМ ДАНЫМ)

Е. Н. Горожанина¹, С. М. Побережский², В. М.
Горожанин¹, А. Г. Ефимов²

¹ ИГ УНЦ РАН, Уфа; gorozhanin@ufaras.ru

² ООО «ГазпромДобычаОренбург», Оренбург

В оренбургской части Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины известны многочисленные раннепермские органогенные постройки рифового типа. Они являются нефтепоисковыми объектами, и вскрыты скважинами в юго-восточной части Соль-Илецкого свода на Нагумановской, Вершиновской, Чиликсайской, Песчаной и Восточно-Песчаной поисковых площадях. На Вершиновской площади биогермный разрез начинается с шиханского горизонта асселя, в котором установлены фации водорослевой банки, сложенной тубифитовыми каркасными известняками мощностью более 300 м Тастубский горизонт сакмарского яруса сложен криноидно-фузулинидовыми известняками фации рифового плато и отмелей зарифовой зоны (90 м). Стерлитамакский горизонт отсутствует. Артинский ярус (50 м) представлен толщей мшанковых известняков с фузулинидами бурцевого горизонта, слагающих биогермное тело рифового типа. В скважинах Нагумановской площади ассельский ярус также представлен фациями водорослевой банки (250 м), в сакмарском ярусе распространены биокластовые известняки зарифовой зоны (около 200 м). Артинский ярус (250 м) в нижней части сложен биокластово-криноидными известняками, в верхней - биокластовыми известняками с мшанками, кораллами и водорослевыми онколитами мелководной карбонатной платформы. По латерали, в сторону центральной части Соль-Илецкого свода, и вверх по разрезу, мшанковотубифитовые рифогенные постройки шиханского горизонта замещаются сакмаро-артинскими шельфовыми карбонатами — криноидно-фузулинидовыми песками карбонатной платформы и осадками шельфовой лагуны.

От Вершиновской структуры, находящейся в самой южной точке Соль-Илецкого свода, в зоне сочленения Предуральского прогиба с Прикаспийской впадиной, рифовые фации прослежены к западу. Зона ассельских рифогенных построек обрамляет Соль-Илецкий свод с востока, со стороны Предуральского прогиба и с юга, прослеживаясь в бортовой зоне Северного Прикаспия на Чиликсайской и Песчаной площадях. В прибортовой зоне Северного Прикаспия известно крупное нефтегазовое месторождение Карачага-

нак, которое считается приуроченным к изолированной рифовой постройке [1]. Строение ассельско-артинского разреза в этой зоне аналогично разрезам юга Предуральского прогиба. На Песчаной площади шиханский горизонт сложен характерной фацией водорослевых тубифитовых известняков с инкрустационным цементом (170—200 м). Сакмарский ярус, тастубский горизонт (от 40 до 150 м) представлен фацией криноидно-фузулинидовых песков зарифовой зоны, стерлитамакский горизонт отсутствует. Артинский ярус (80—180 м) сложен биокластическими мшанково-фузулинидово-криноидными известняками мелководной карбонатной платформы.

На сейсмических профилях раннепермские банковорифовые отложения прослеживаются в виде толщ с разуплотненным рисунком сейсмической записи. Они не образуют куполовидных структур, что должно быть типично для рифов. Возможно, эти постройки по морфологии ближе к банкам. Отмечается тектоническая дислоцированность построек более поздними подвижками сдвигового типа, что нарушает первично рифовую структуру.

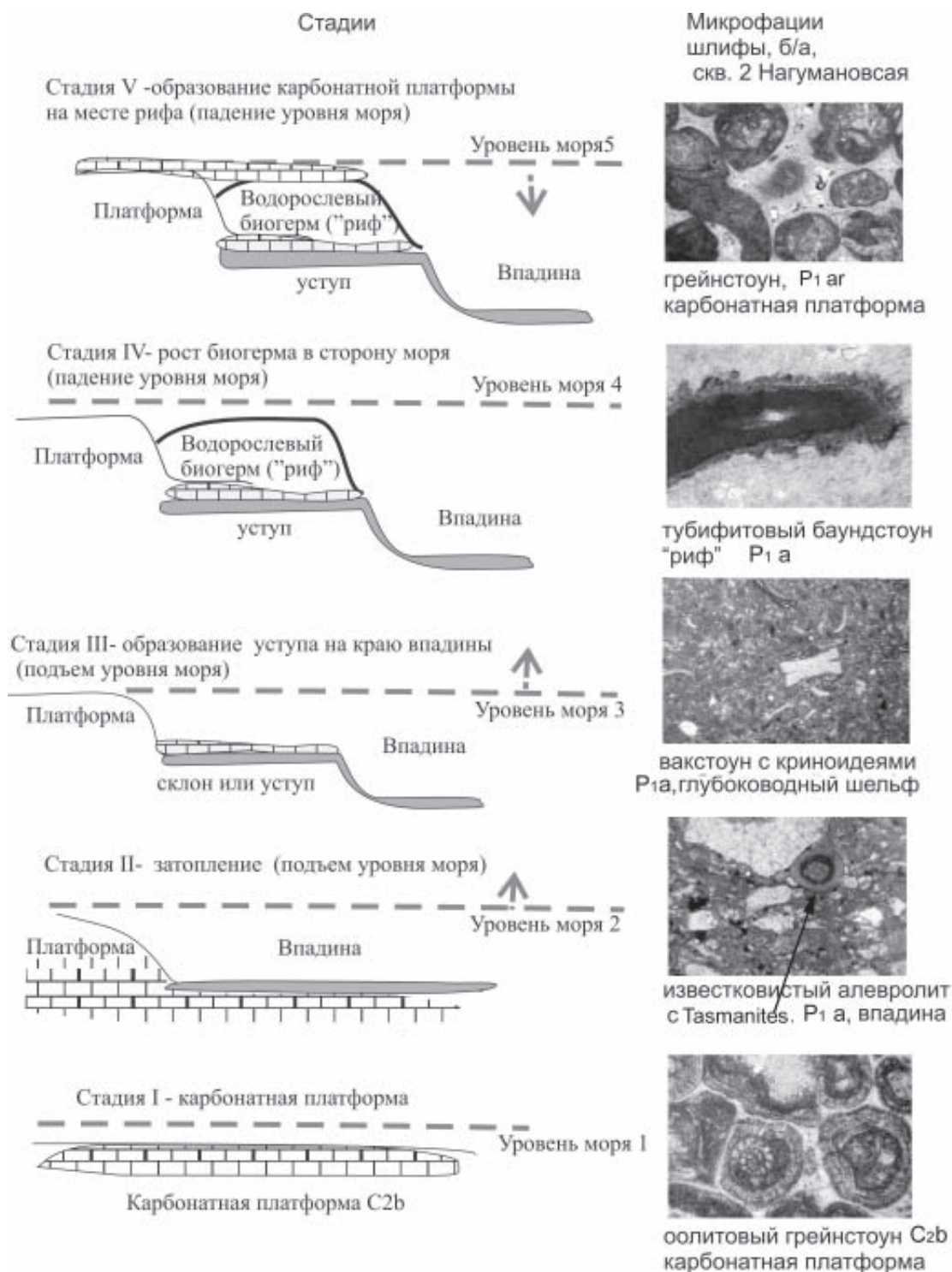
Формирование рифовых массивов в Предуральском прогибе и в Прикаспии началось одновременно в позднеассельское время на уровне шиханского горизонта, но на разном субстрате. В Предуральской зоне ассельские тубифитовые постройки залегают на относительно глубоководных осадках с конодонтами холоднотемпературного горизонта нижнего асселя. Эти осадки четко проявлены на каротажных кривых в качестве геофизического репера, известного как «верейский» репер. Они залегают на размытой поверхности карбонатной платформы башкирского яруса среднего карбона, представленной фациями оолитовых известняков. В бортовой зоне Прикаспия (Песчаная площадь) а также на месторождении Карачаганак, этот репер отсутствует или выдержан недостаточно четко. Ассельские тубифитовые известняки здесь с размывом залегают на мелководно-шельфовых известняках серпуховского яруса нижнего карбона. Отложения верхнего карбона в юго-восточном обрамлении Соль-Илецкого свода и прилегающей территории впадины и прогиба отсутствуют. Вероятно, поздний карбон можно считать временем размыва карбонатной платформы.

Депрессионные осадки ассельского возраста распространены в прибортовой зоне Предуральского прогиба и Прикаспия. В Предуральском прогибе отложения представлены аргиллитами и известковистыми алевролитами с переотложенной фауной конодонтов московского яруса среднего карбона, мелкообломочной известняковой брекчией и доломитизированными радиоляритами. Особенностью их состава является присутствие многочисленных красно-бурых остатков планктонных водорослей рода *Tasmanites*. Они со стратиграфическим перерывом перекрывают оолитовые известняки серпуховско-башкирской карбонатной платформы [2]. В Прикаспии ассельские радиоляриты залегают на серпуховских осадках, представленных мало мощной толщей (20 м) относительно глубоководных биокластовых известняков с прослоями аргиллитов (скв. Каинсайская-2).

Предуральский прогиб является впадиной, наложенной на платформенные структуры и образовавшейся на фронте Уральской коллизии в позднем карбоне-ранней перми. В восточной части он заполнен нижнепермским флишем, в центральной зоне сохранились депрессионные глинистые осадки, в западной части бортовая зона «обросла» рифами. Распространенность рифовых построек является не повсеместной. Благоприятными для них оказались участки, несколько выдвинутые и опущенные в прогиб. Такими участками являются Нагумановская, Вершиновская площади, а также Совхозная площадь. Вероятно, рифы зарождались

на сбросовых уступах, образованных в пассивном борту передового прогиба. Сбросы листрического типа установлены в прибортовой зоне прогиба при интерпретации сейсмических профилей, пройденных вкост Предуральского прогиба [3].

В бортовой зоне, в разрезе скв. Нагумановская-2 выше оолитовых известняков северокельтменского горизонта башкирского яруса вскрыты известковистые алевролиты (20 м) с остатками водорослей *Tasmanites* и конодонтами холодноголожского горизонта. Они перекрываются пачкой пелитоморфных известняков с мелкими криноидеями (25 м). Выше залегают толща



Модель формирования нижнепермских рифовых построек в бортовой зоне юга Предуральского прогиба на



биогермных тубифитовых известняков (250 м). Исходя из этих данных, построена модель формирования рифовых построек в бортовой зоне Предуральяского прогиба, которая включает четыре стадии (см. рисунок): I — платформенная, время существования обширной серпуховско-башкирской эпиконтинентальной карбонатной платформы, II — образование впадины и затопление платформы, накопление депрессионных осадков, III — заложение бортового уступа и отложение карбонатных мад-вакстоунов глубоководного шельфа в прибортовой зоне, IV — формирование ассельской водорослевой банки в прибортовой зоне, V — регрессивная, размыв сакмарских осадков рифового гребня, выравнивание рельефа и накопление грейнстоунов артинской карбонатной платформы. В стадию V могла происходить миграция зоны рифообразования в сторону прогиба и формирование артинских мшанковых биогермов на погруженном блоке (скв. Вершинская 501).

Формирование раннепермских банков-рифовых построек в бортовой зоне Северного Прикаспия по времени совпадает с их формированием в Предуралье, но механизм образования бортового уступа, обрамленного рифами, может быть другим, не связанным с Уральской коллизией в позднем палеозое. По-видимому, позиция рифов контролируется структурами, образованными при заложении Прикаспийской впадины. Рифы формировались на приподнятом субстрате, следуя рельефу поверхности, унаследованному от предыдущего тектонического этапа. Данные по скважинам, пробуренным в прибортовой зоне (Каинсайская-2, Буранная-1), показывают, что дифференциация фаций на глубоководные и мелководные начинается с фамена. В этой зоне не прослеживается серпуховско-башкирская карбонатная платформа. Фации и мощности фаменского, турнейского, визейского и серпуховского ярусов в зоне впадины и в бортовой зоне различаются, что указывает на образование бортового уступа впадины уже в фаменское время.

Таким образом, в ассельское время банков-рифовые постройки обрамляли Соль-Илецкий свод с юга и востока, отделяя их от депрессионных зон Предуральяского прогиба и Прикаспийской впадины. Во внутренней части свода формировались отложения мелководных лагун и шельфа. В артинское время Соль-Илецкий свод представлял собой карбонатную платформу.

Литература

1. Кузнецов В. Г. Палеогеографические типы карбонатных отложений Прикаспийской впадины // ДАН, 2000. Т. 370. № 2. С. 208—211.
2. Горожанина Е. Н., Горожанин В. М., Ефимов А. Г., Побережский С. М., Светлакова А. Н. Геологическое строение западной части Предуральяского прогиба на территории Оренбургской области и структурная позиция нефтегазоносных комплексов // Геологический сборник. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. № 8. С. 221—226.
3. Светлакова А. Н., Разуваев В. И., Горожанина Е. Н., Пучков В. Н., Днистрянский В. И., Гореликов В. И., Побережский С. М., Горожанин В. М. Новые данные о строении южной части Предуральяского прогиба по результатам сейсмических работ // Доклады РАН, 2008. Т. 423. № 4. С. 502—506.

ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРАЗИИ

Т. А. Грунт

АНО ЛС «Живая Земля», Москва; t.grunt@mail.ru

Пермские рифовые и биогермные сооружения были широко распространены в нормально-морских бассейнах Евразии, являясь важнейшим показателем принадлежности к Приэкваторальной широтно-климатической зоне (или надобласти). Во второй половине пермского периода территории, занятые биогермными постройками, существенно сократились по сравнению с ранней пермью главным образом из-за смены палеогеографических и климатических условий. В конце кунгурского века бассейны Восточно-Европейской платформы вошли в состав Евро-Канадской низкобореальной палеозоогеографической области, и рифовые образования, столь характерные для раннепермских бассейнов стали здесь более редкими. На шельфах Палеотетиса, располагавшегося в Евро-Азиатской части Приэкваторальной зоны, многочисленные рифовые образования продолжали существовать и во второй половине пермского периода (см. таблицу), хотя по сравнению с ранней пермью их распространение стало значительно более ограниченным. Вторая половина пермского периода отличается высокой степенью палео- и биогеографической дифференциации и изоляции бассейнов, что затрудняет достоверную корреляцию региональных стратиграфических шкал с Международным хроностратиграфическим стандартом. Поэтому стратиграфическое положение рифовых построек, упоминаемых в данной публикации, указано в терминах модифицированной Восточноевропейской [1] и Тетической [5] стратиграфических шкал. На прилагаемой схеме показано предполагаемая корреляция этих шкал между собой и с Международным стандартом. Ниже кратко охарактеризованы посткунгурские биогермные постройки, известные на территории Евразии.

Восточноевропейская подобласть. **Казанская провинция.** В нижнеказанских (байтуганских) отложениях севера Русской платформы (рр. Пинега, Кулой) широко распространены мшанковые и мшанково-водорослевые биогермы различной мощности, населенные криноидеями и брахиоподами. В верхней части нижнеказанского подъяруса (камышлинские слои) рифовые образования развиты по р. Немда (приток р. Вятка). В качестве рифостроящих организмов выступают водорослевые, сифоновые, харовые и багряные водоросли; среди них встречаются многочисленные мелкие фораминиферы, остракоды, брахиоподы, мшанки.

Западноевропейская подобласть. В **Прибалтийской (Цехштейновой) провинции** небольшие водорослевые биогермы известны в верхней части маломощных

нижнецехштейновых известняков на территории южного обрамления Гарца в Германии (стассфуртский цикл, джюльфинский ярус). Из брахиопод наряду с редкими строфалоэиоидеями спорадически встречаются массовые скопления мелких теребратулид.

Киммерийская (Гималайско-Памирская) область. В средней части тахтабулакской свиты, широко представленной на ЮВ Памире (**Южнопамирская провинция**) встречаются небольшие биогермы, сложенные преимущественно водорослями, табулятами, гидроидными кораллами. Подчиненную роль играют сфинктозоа, реже хететиды и колониальные ругозы. Рифожителями являются брахиоподы, криноидеи, двустворки, гастроподы, наутилоидеи. Возраст вмещающих отложений рассматривается как джюльфинский [2]. В кровле тахтабулакской свиты выявлены продукты коры выветривания, представленные бокситоносными породами, маркирующими предтриасовый перерыв [6]. В одном из тахтабулакских биогермов установлено присутствие гониатита *Subeothinites pamiriensis* Yu. Zakharov, принадлежащего семейству Eothinitidae, распространенного в доджюльфинских отложениях [4]. Утверждение [7] о принадлежности тахтабулакской свиты к чансинскому (=дорашамский) ярусу противоречит этим данным.

Средиземноморская (Альпийско-Дарвазская) область. В **Крымско-Кавказской провинции** (Сев. Кавказ) известны уруштенские (джюльфинские) рифовые постройки известны в серии небольших местонахождений, располагающихся в междуречье бассейнов Малой Лабы и Белой. Рифостроителями являются строматолиты, губки, водоросли, табуляты, мшанки. Присутствуют также многочисленные мелкие фораминиферы и аберрантные фузулиниды. Уруштенский брахиоподовый комплекс насчитывает до 200 видов, причем многие из них представлены массовыми популяциями; таксономически он чрезвычайно близок к среднетахтабулакскому комплексу ЮВ Памира. По мнению некоторых исследова-

вателей [7] уруштенские рифы принадлежат к самым верхам чансинского яруса. Это мнение противоречит общеизвестным представлениям о том, что чансинский (=дорашамский) век характеризовался повсеместным вымиранием морских организмов, сокращением численности популяций и видовых ареалов. В этом смысле наличие в пермских отложениях Сев. Кавказа многообразной фауны брахиопод противоречит представлениям о позднечансинском возрасте уруштенских рифов. В Горном Крыму крупные верхнепермские экзотические блоки рифовых известняков позднекубергандинско-раннемургабского возраста располагаются в виде полосы отдельных выходов в направлении с СВ на ЮЗ от г. Симферополя до правобережья р. Марты (мест. Кичхи-Бурну). Рифостроителями являются водоросли и криноидеи; встречаются также сфинктозоа, мшанки, одиночные ругозы, фузулиниды, трилобиты, брахиоподы, аммоноидеи. В **Сицилийской провинции** (Зап. Сицилия, долина Социо) распространены рифовые известняки кубергандинско-мургабского возраста. Рифостроителями являются водоросли, сфинктозоа, губки. По таксономическому составу брахиопод и аммоноидей известняки Социо аналогичны экзотическим блокам Горного Крыма. На ЮЗ Дарвазе (**Дарваз-Заалайская провинция**) многочисленные биогермы, развиты в нижней трети гундаринской свиты (кубергандинский ярус) по рекам Зидадара, Гундара, Зыгар, Равноу, Джардара. Рифостроителями являются мшанки, табуляты, ругозы, водоросли, а также прирастающие брахиоподы (рихтгофениды). Мшанково-водорослевые биогермы, обитателями которых были массовые брахиоподы и фузулиниды известны из гундаринской свиты в долине р. Кашка-су (Заалайский хр.).

Катазиатская (Уссурийско-Малазийская) область. В **Уссурийской (Приморской) провинции** рифовые известняки чандалазского горизонта (мидийский ярус), слагаемые водорослями, кораллами, а также прираста-

Таблица

Распределение рифовых и биогермных построек в бассейнах Евразии во второй половине пермского периода

Теплическая шкала (Левен, 2009)		Проэкваториальная климатическая зона							Восточно-европейская шкала (Верзье перм..., 2006)	Бореально климат. зона, Евро-Канадская область		Международная шкала МПС, 2004	
		Средиземноморская область			Киммерийская область	Катазиатская область				Казанская провинция	Прибалтийская провинция	Отдел	Ярус
Подсистема	Отдел	Ярус	Крымско-Кавказская провинция	Сицилийская провинция	Дарваз-Заалайская провинция	Южно-памирская провинция	Северо-китайская провинция	Южно-японская провинция	Уссурийская провинция	Татарский отдел	Прибалтийская провинция	Отдел	Ярус
	Верхняя пермь (теплическая)	Лопинский	Дорашамский										
Джюльфинский										Уцзянский			
Янсинский		Мидийский								Гельделусский	Калитенский		
		Мургабский									Варский		
		Кубергандинский									Родский		
Предуральская подсистема, Дарвазский отдел, болорский ярус										Предуральская подсистема, Предлиманский отдел, кунгурский ярус		Предуральский отдел "Кунгурский" ярус	

— Рифовые и биогермные постройки



ющими брахиоподами (рихтофенидами) известны в Южном Приморье. Во Внутренней Монголии (*Северо-рокуитайская провинция*) в разрезе гряды Хонгор-Ула небольшие биогермы отмечаются в составе формации Верхняя Йеховусу (мидийский ярус). Рифостроителями являются колониальные, ветвистые и одиночные ругозы, а также водоросли. В биогермах встречаются многочисленные брахиоподы и фузулиниды. В среднем течении р. Янцзы (*Южнокуитайская провинция*) биогермные постройки известны в верхней части уцзяпинского и в нижней части чансинского ярусов (в литературе указывается более 25 местонахождений). Наиболее широко распространенными являются биогермы, в которых рифостроителями являются известковые губки и водоросли. Реже встречаются коралловые биогермы. В обоих типах биогермов дополнительно присутствуют гидроидные кораллы и мшанки. В ассоциации с губками и водорослями часто встречаются замковые брахиоподы. Их разнообразие достигает 70 видов, принадлежащих 40 родам.

В чансинском веке произошло практически повсеместное полное исчезновение рифовых построек; рифовые образования практически неизвестны и на протяжении раннего триаса.

Исследование поддержано РФФИ (№ 09-05-01009).

Литература

1. Верхняя пермь полуострова Канин. М.: Наука, 2006. 211 с.
2. Грунт Т. А., Дмитриев В. Ю. Пермские брахиоподы Памира. М.: Наука, 1973. 209 с. (Труды Палеонтол. инст. Т. 136).
3. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д., Кочиркевич Б. В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира: джультинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983. 200 с.
4. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д., Пронина Г. П. Чансинские отложения России и сопредельных территорий // Верхнепермские стратотипы Поволжья: Доклады Международного симпозиума. М.: ГЕОС, 1999. С. 241–253.
5. Левен Э. Я. Верхний карбон и пермь Западного Тетиса: фузулиниды, стратиграфия, биогеография. М.: ГЕОС, 2009. 237 с. (Тр. Геол. инст. Вып. 590).
6. Новиков В. П. Кора выветривания на границе перми и триаса Юго-Восточного Памира // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1978. № 7. С. 28–37.
7. Kotlyar G. V., Zakharov Y. D., Polubotko I. V. Late Changhsingian fauna of the Northwestern Caucasus Mountains, Russia // J. Paleont. V. 18. 2004. № 3. P. 513–527.

ДЕВОНСКИЕ РИФЫ АЛТАЯ (ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ)

Я. М. Гутак, З. А. Толоконникова

КузГПА, Новокузнецк; gutakjaroslav@yandex.ru

Наличие рифогенных построек в девонских отложениях Алтая признанный и достоверный факт. Их существование принимается всеми без исключения исследователями геологии региона. Однако при более детальном обращении к проблеме окажется, что геология девонских рифов и рифоидов региона практически не изучена. Лишь в нескольких публикациях предпринимаются попытки охарактеризовать отдельные рифовые постройки [2, 5, 7]. Не изображены они и на большинстве геологических карт региона. Не то, что бы их изображения не было совсем, вопрос стоит не в этой плоскости, просто рифогенные постройки включались в состав местных стратиграфических подразделений, размазывались и по стратиграфической колонке и по территории региона. Получалось, что если в составе барагашской свиты нижнего девона Горного Алтая указываются рифы, то они присутствуют по всей территории распространения свиты, что несколько не соответствует действительности. Понятие того, что рифы представляют отдельные самостоятельные геологические тела с отдельной только им присущей геологией пришло в геологию Алтая совсем недавно при составлении Легенды к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200000 (серия Алтайская) второго издания [9]. В данном документе рекомендовано выделять рифы в виде органогенных построек с собственными именами. Предложенный методический подход уже реализован на нескольких изданных геологических картах Алтая.

Настоящая публикация представляет собой попытку систематизации данных по девонским рифам Алтая, их возрасту и географии. Наиболее древние рифовые постройки отмечены в разрезах камышенской свиты (лохковский и пражский яруса). Рифы и рифоиды образуют здесь меридионально вытянутую цепь массивов в Северной части Горного Алтая, прослеженную от с. Соловьиха (на севере) до с. Сибирячиха (на юге). Данная система формировалась в условиях возвышенностей континентального шельфа Камышенского седиментационного бассейна и отделяла его прибрежную часть (Ануйский блок) от глубоководной, открытой в сторону океана (Талицкий блок). Наиболее крупными и хорошо изученными рифами в этом поясе выступают Шипунихинский, Соловьихинский и Хомичевский. Наибольший из них Шипунихинский рифовый массив имеет протяженность 2.5 км, при ширине 1.5 км и мощности 500–700 м. Первоначально роль рифостроителей принадлежала цианобионтам, на более поздних стадиях его развития их сменили табулятоморфные кораллы, в завершающих стадиях строматопороидеи и водоросли [5, 7].

В схожих геодинамических условиях шло формирование рифовых массивов Горного Алтая и в эмское

время. Органогенные массивы этого возраста отмечены в разрезах барагашской свиты одноименного седиментационного бассейна. Наиболее крупным из них считается Сибирячихинский риф расположенный в правобережье р. Ануй у восточной окраины с. Сибирячиха, его размеры 3.4x2 км при видимой мощности 500 м. Ведущими рифостроителями здесь выступают строматопоры, табуляты и ругозы [8].

Некоторые исследователи включают рифовые системы нижнего девона Горного Алтая в состав среднепалеозойской карбонатной платформы [3]. С такой интерпретацией геодинамических обстановок нельзя согласиться. Условия карбонатной платформы отвечают юным стадиям развития океанов со стабильным и постоянным спредингом. При этом разрезы характеризуются исключительно карбонатными осадками разнообразного генезиса. Терригенные фации и вулканические образования в таких разрезах отсутствуют полностью. В нашем случае океан давно пережил юную стадию, сформированы и функционируют островодужные системы, преддуговые и задуговые бассейны седиментации. В них постоянно привносятся значительные количества терригенного и вулканического материала. Территория Горного Алтая в это время находится в зоне задугового бассейна, в котором при уменьшении интенсивности вулканической деятельности и тектонической активности происходит формирование рифовых систем в палеогеографических обстановках неглубоких морских седиментационных бассейнов.

Совсем иная природа рифов в Рудном Алтае. Здесь они отмечены в начале среднего и верхнем девоне. В обоих случаях рифы формируются в вершинных частях изолированных вулканических построек девонской островодужной системы. Наиболее древние постройки отмечены в Змеиногорском районе Рудного Алтая в разрезах верхней подсвиты мельничной свиты. Это, как правило, небольшие (первые сотни метров в длину и первые десятки метров ширину), вытянутые цепочкой линзообразные тела небольшой (первые десятки метров) мощности. Повсеместно в их основании залегают вулканические образования средней подсвиты мельничной свиты жерловых фаций. Возраст рифообразования определяется эйфельским веком среднего девона [4]. Для Змеиногорского района Рудного Алтая эти рифы имеют очень важное металлогеническое значение, поскольку служат вмещением полиметаллической минерализации. По простиранию рифовой цепи выделены Змеиногорский риф (одноименное полиметаллическое месторождение), Мельничный риф, Петровский риф (одноименное полиметаллическое месторождение), Стрижковский риф (стратотип стрижковских слоев). Протяженность рифовой системы составляет несколько десятков километров. В качестве рифостроителей доминируют водоросли, однако в ряде случаев на первое место выступают табулятоморфные кораллы, ругозы и строматопораты, а иногда и морские лилии.

Верхний уровень рифообразования в Рудном Алтае соответствует франскому веку позднего девона. Рифы этого возраста установлены в разрезах каменевской свиты Локтевского района и смежной территории Казахстана (Неверовский, Николаевский, Сургутановский). Основанием рифов служат вершинные части вулкани-

ческих построек, Однако в отличие от среднедевонских, они имеют гораздо большие размеры и изометрическую в плане форму [2]. Практически всегда рифы или непосредственно вмещают полиметаллические месторождения или последние располагаются неподалеку от них на склонах палеовулканических построек. Так в окрестностях Неверовского рифа располагались Титовское и Гериховское серебрянорудные месторождения, с Сургутановским и Николаевским рифами связаны одноименные полиметаллические месторождения. Рифостроителями в данном случае выступают разнообразные кораллы, строматопораты, водоросли. Характеризуя данную группу рифов, хотелось бы остановиться на одном заблуждении, прочно укоренившемся в геологической литературе. Как правило, при упоминании о рифах и рифоидах, и не только Рудного Алтая, в составе рифостроителей упоминается следующая последовательность организмов: кораллы, брахиоподы, мшанки. Упоминаемые группы организмов действительно всегда присутствуют в составе биоты палеорифа, вот только рифостроителями ни брахиоподы, ни мшанки не выступают. К примеру, при изучении биоты Неверовского рифа единичные небольшие колонии мшанок были обнаружены только после очень тщательных и последовательных специализированных поисков. И наоборот, ведущие рифостроители, водоросли и цианобионты, практически никогда не упоминаются. Роль и значение мшанок в рифах велика на пионерной стадии формирования. Она заключается в укреплении субстрата. В дальнейшем они выступают лишь как вспомогательные элементы кораллового симбиоза, выполняя, благодаря малым размерам своих колоний, роль инкрустаторов в свободных пространствах между основными рифостроителями, цементируя рифовый каркас. Главными строителями мшанки бывают только в небольших органогенных массивах типа биогермов [1, 10, 11]. Аналогично ведут себя и брахиоподы, что неудивительно, поскольку принадлежат к одному биологическому типу (современная биологическая классификация) и имеют одинаковые пищевые цепи.

Таким образом, девонский рифогенез в Алтае проявился в условиях прибрежного эпиконтинентального морского бассейна (нижний девон) и вулканических возвышенностей островодужной системы (средний и верхний девон). Обращает на себя внимание факт отсутствия рифов в отложениях живецкого яруса среднего девона, что можно объяснить геохимией водной среды (сероводородное заражение) и нестабильностью географических обстановок в условиях усилившейся тектонической дифференциации региона.

Литература

1. Горюнова Р. В. Эволюция и средообразующая роль мшанок в рифовых экосистемах палеозоя // Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы: Материалы конференции. М., 2010. С. 24—27
2. Гутак Я. М., Родыгин С. А., Мурзин О. В. Рифогенные постройки позднего девона Рудного Алтая (Неверовский органогенный массив) // Геология рифов: Материалы Международного совещания. Сыктывкар, 2005. С. 55—56.
3. Елкин Е. А., Сенников В. Н., Буслов М. М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части



Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994. Т. 77. № 9. С. 118—143.

4. Желтоногова В. А., Гутак Я. М., Грацианова Р. Т., Галенко Л. В. Эйфельский ярус девона Рудного Алтая: биостратиграфия по брахиоподам и кораллам, палеогеографические связи фауны // Геология и геофизика, 1994. Т. 71. С. 25—33.

5. Исаев Г. Д. Шипунихинский рифовый комплекс: строение, динамика развития // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтая. Барнаул, 1982. С. 16—19.

6. Исаев Г. Д. Закономерности строения и развития среднепалеозойских органогенных построек Горного Алтая как зоны активизации // Закономерности геологического развития Горного Алтая и Кузнецкого Алатау как зон активизации. Новосибирск, 1987. С. 26—31.

7. Краснов В. И. Степанов С. А. Шипунихинский риф раннего девона в Горном Алтае // Геология и геофизика, 1983. Т. 78. С. 21—28.

8. Туркин Ю. А., Федак С. И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск: СТТ, 2008. 480 с.

9. Шокальский С. П., Зыбин В. А., Сергеев В. П. и др. Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (Издание второе). Новокузнецк: 1999. — 136 с.

10. Guffey R. J. Bryozoa contributions to reefs and biogermers through geologic time // Studies in Geology, 1977, Vol. 74. Pp. 181—194.

11. Ernst A., Konigshof P. The role of bryozoans in fossil reefs — an example from the middle Devonian of the Western Sahara // Facies, 2008. Т. 54. Pp. 613—620.

РИФООБРАЗОВАНИЕ В МОРЯХ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА КАЗАХСТАНА

В. Я. Жаймина

ИГН, Алматы, Казахстан; svenax@bk.ru

С карбонатными органогенными постройками как во всем Мире, так и в Казахстане связаны месторождения нефти и газа (Тенгиз, Карачаганак и др.), поэтому проблема рифообразования представляется весьма важной и актуальной. Например, в Прикаспийской впадине и ее обрамлении часть рифогенных построек датируется позднефаменско-раннекаменноугольным возрастом и сложена органогенно-детритовыми известняками с водорослями. Они расположены на большой глубине, что часто затрудняет их детальное исследование, тогда как в других регионах Казахстана рифогенные постройки обнажены, что делает их изучение актуальным для помощи в исследовании погребенных построек и для прогнозирования месторождений углеводородов.

В последнее десятилетие описаны верхнедевонско-турнейские рифовые постройки в Прикаспии (Тенгиз), фаменско-турнейские в Большом Каратау и Таласо-Угаме и др., но изучение рифогенных построек в целом по Казахстану весьма неравномерное.

Большое внимание было уделено изучению и определению времени образования органогенных построек в Большом Каратау при выполнении программы CRADa (1990—1996), результаты которой были опубликованы [1]. Фаменско-турнейские рифовые постройки Таласо-Угамского региона изучались А. В. Зориным и др. в процессе ГДП-200, автором производилось определение их возраста по фораминиферам [2].

Основные органогенные постройки образовались в позднем девоне. Они распространены на сотни километров в виде широкой прерывистой полосы в Большом Каратау и Таласо-Угаме. Известны также в Центральном Казахстане и в скважинах в Валерьяновской зоне, где наблюдаются среди глинисто-кремнисто-карбонатных, нередко флишоидных толщ, и, вероятно, являются иловыми холмами (агглютигермами) [3].

Позднедевонские постройки наблюдались в Большом Каратау в разрезах Бешарык и Карамурун, а в Таласо-Угаме — в разрезах Рифовый и других.

В разрезе Бешарык, среди отложений шельфовой лагуны в Майдантальской синклинали встречен пятидесятиметровый биогерм шельфовой лагуны на окраине карбонатной платформы. Осадки принадлежат акжарской свите и сложены криноидными известняками. Криноидеи захоронены в прижизненном состоянии. В онколитовых вакистоунах встречены нерасчлененные криноидеи, членики которых соединялись стэками. В обстановках низких энергий стебли криноидеи падали, мягкие ткани гнивали, членики оставались вместе. Биогерм сложен нагромождением стэков и линз. Присутствует много криноидеи, кораллов, мшанок, филоменты ренальцисов, все это заполнено большим количеством ила. Здесь же встречены ортоцератида размером до 15 м в длину.

Среди конодонтов наблюдаются и космополиты и эндемики, т. е. комплексы смешанные.

Фораминиферы встречаются только однокамерные: *Bisphaera minima* Lip., *B. elongata* Pojark., *B. sp.*, *Caligella antropovi* Lip. и др. Предполагается, что это был небольшой прогиб (впадина) на шельфовой лагуне, куда проникали океанические воды, о чем свидетельствует присутствие космополитных конодонтов, фораминифер, ортоцератид и тонкий ил.

Встречаются пустоты (строматакисы) с кальцитовым цементом. В биогерме полости (ватерпасы) заполнены цементом золотистого цвета — морским с илом и кальцитом, глина внизу, цемент вверху — показывают положение уровня, как в горизонтах раскарстования с травертиновым цементом, кальцит вторичный. Такие полости хороши для образования нефтяных резервуаров, но резервуары они образуют ограниченные.

Бешарыкский большой риф расположен на замыкании Акуюкской синклинали и сложен вакистоунами с *Krinoidea*, водорослями, мшанками, образующими крупные колонии и губками различных размеров от 8 см в диаметре до 15x20 см с очень крупными спикулами, (монстр-губки 16x25 см и более со спикулами диаметром 0.5 см), а также мелкие со спорофитами. Губки были ловителями илистого материала.

Самый большой биогерм имеет 1.5 км в длину и 100 м в ширину. Полоса биогермов тянется почти на 8 км. Кроме криноидей, в биогерме встречены водоросли *Renalcis*, появляются структуры *Kiwea*, единичны гастроподы. По мнению Г. Кука (устное заявление, 1995), биогермы здесь не инситные, а это несколько соскользнувшие по склону с первоначального места образования блоки с перемещением до 50 м. В биогермах наблюдается трещиноватость, трещины заполнены кальцитом и огибают обломки криноидей. Часть трещин возникает еще при полулитифицированном иле. Прекращение роста биогерма объясняется поступлением большого количества глинистого материала (ила).

Фоссилий мало, много цементирующего ила, который образуется в криноидных лугах, где между растущими криноидеями осаждался ил. В шлифах наблюдается как бы склеивание водорослей илом, в связи с чем эти биогермы можно относить к уолсортскому типу. Подобные биогермы образуются в обстановке лагунной седиментации.

Под бешарыкским биогермом находится урландинская свита, сложенная биотурбированными комковатыми известняками, а перекрывается Бешарыкский большой риф беркутсайской свитой, основание которой сложено биотурбированными комковатыми известняками с брахиоподами, конодонтами. Здесь наблюдаются складки оползания по склону. Биотурбация, ориентировка наполнителя, присутствие брахиопод и конодонтов ассоциируется с осушением или медленным осадко-накоплением.

Над беркутсайской свитой в низах караунгурской свиты наблюдаются постройки строматопорид, кораллов и грейнстоуны, что свидетельствует о более высоких энергетических уровнях движения волн. Серии мелководных обстановок заканчиваются туфами. Комплекс конодонтов мелководный, выше сильно обедняется, встречены лишь эндемики. В небольших биостро-

мовых постройках ил скрепляется несколькими типами организмов, строматолиты инкрустированы фораминиферами, построены из кальцита с кварцем. Описаны строматопоры с перпендикулярными и параллельными пластинками, т. е. структуры у них строматолитовые, а не строматопоровые, очевидно, перекристаллизованные.

В разрезе Карамурун на северо-западном окончании Большого Каратау среди фамен-нижнетурнейских отложений с оолитами и с отложениями фаций дебризных потоков и равнины также встречены биогермы.

Выше по разрезу над брекчий обнаружены «финестрельные текстуры» (птичьи глазки), которые часто встречаются в биогермах, а особенно в рифах. Например, в Скалистых горах (Кордильеры) они наблюдаются в пиллоидных грейнстоунах, чем очень отличаются от грейнстоунов обычных. Овоиды в черных известняках заполняются черным кальцитом и поры между пиллоидами больше, чем в грейнстоуне. Гниющая органика в результате разгазирования раздвигает зерна, когда пиллоиды еще не литифицированы. В современных условиях такие явления происходят только в мелководье (сублитораль и др.). В «финестрах» отмечается нижняя ровная поверхность и иногда выпуклая верхняя. На западе США в породах с подобной структурой накапливаются нефтяные месторождения (Г. Е. Кук, 1997).

В центральной части Карамурунской синклинали в известняковом карьере встречена надрифовая часть биогерма, которая перекрывает крупный риф. Здесь образовались складки оползания. Осадок был мягкий, пластичный, поэтому породы *in situ* повторяют нижнюю границу неинситных пород. Над ними встречено еще несколько биогермов. Внутри биогермов наблюдаются брекчии, что говорит о нескольких циклах биогермообразования. Образование брекчий происходило, вероятно, при сильном падении уровня моря, провоцирующем разрушение и снос обломков. В обломках брекчии встречены различные известняки (от оолитовых известняков шельфовой лагуны до свалов рифовых известняков). В ритмитах слоистых известняков обнаружены фаменские фораминиферы: *Neoarchaesphaera* sp., *Radiosphaera basilica* Reitl., *Parathuramina cf. dagmarae* Sul., *Cribrosphaeroides* sp., *Eovoluntina* sp., *Eoendothyra communis* Raus.

Рифы с признаками карстообразования встречаются и в Байжансайском районе Большого Каратау.

В Таласо-Угамском регионе процессы девонского рифообразования наиболее изучены на примере Сеславинского рифового массива. Сеславинский рифовый массив сложен перекристаллизованными пятнистыми и комковатыми фораминиферовыми известняками с водорослями *Epiphyton*. Фораминиферы наряду с водорослями являются порообразующими. Присутствуют в основном, однокамерные фораминиферы: *Archaeosphaera crassa* Lip., *A. minima* Sul., *Vicinesphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *Suleimanovella suleimanovi* (Lip.), *Parathuramina cf. oldae* Sul., *P. dagmarae* Sul., *P. cf. vasiljevae* Pojark., *Gribrosphaeroides cf. robustus* M. Maclay, *C. ovalis* Pojark., *Bisphaera irregularis* Bir., *B. minima* Bir., *B. sp.*, *Bituberitina devonica* Pojark., *Paracaligella* sp. и др., *Vulgarella* sp. и *Tournayella* sp., которые свидетельствуют о фаменском возрасте образования рифа.



Подрифовые отложения коктерекской свиты сложены спонголитами, вакистоунами, слоистыми известняками с фораминиферами и остракодами. Комплекс фораминифер тот же, но отмечается присутствие водорослей *Girvanella*.

Переотложенные рифовые блоки в разрезе Кемербастау сложены водорослево-фораминиферовыми перекристаллизованными известняками с большим количеством *Renalcis*, *Epiphyton*, *Girvanella*. В известняках из других пересечений присутствуют многокамерные фораминиферы: *Rectoseptaglomospiranella* sp., *Septaglomospiranella* aff. *rauserae* Dain., *S.* aff. *karakubensis* Brazhn. et Vdov., *S.* aff. *nana* Reitl., *S.* sp. *Tournayellina* cf. *septata* Lip., *Tournayellina* sp., *Quasiendothyra* cf. *communis* Reitl., *Quasiendothyra* sp.

Вероятнее всего, эти водорослевые биогермы представляют завершающую стадию рифообразования верхнего фамена. Таким образом, образование Сеславинского рифового массива происходило от низов до верхов фамена.

Литература

1. *W. G. Zempolich, H. E. Cook, V. G. Zhemchuzhnikov, V. Ya. Zhaimina and others.* Biotic and abiotic influence on the stratigraphic and diagenesis of middle to upper Paleozoic carbonates on the Bolshoi Karatau Mountains, Kazakhstan and the Southern Urals, Russia: Implications for the distribution of early marine cements and reservoir quality in subsurface reservoirs. // *Paleozoic carbonates of the commonwealth of independent states (cis): subsurface reservoirs end outcropanalogs.* SEPM Special Publication No. 74. USA. 2002. P. 123—180.
2. *Зорин А. Е., Жаймина В. Я., Севрюгин Н. Н., Голуб Л. Я.* Стратиграфия и фораминиферовые комплексы пограничных фаменско-турнейских отложений Таласо-Угамского района // *Известия НАН РК. Серия геол.*, 2005. №2. С. 26—36.
3. *Рифогенные постройки в палеозое России.* М.: Наука, 1997. 160с.

РОЛЬ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РАСЧЛЕНЕНИИ И КОРРЕЛЯЦИИ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ТОЛЩ ДЕВОНА И КАРБОНА В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ 1—ЮНЬЯХИНСКАЯ

Т. В. Жукова

ООО «ТП НИЦ Нефтегаз», Ухта

Скважина 1—Юньяхинская расположена в районе сочленения Елецкой и Лемвинской структурно-формационных зон в северо-восточной части Прилемвинской складчато-чешуйчатой зоны Косью-Роговской впадины. Скважина вскрыла четвертичные, меловые, нижнепермские, нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения. Специалистами ООО «ТП НИЦ Нефтегаз» проведены литолого-петрографические и палеонтологические исследования, в результате которых, с учетом геофизических исследований, выявлено сложное строение разреза скважины, осложненного четырьмя нарушениями и разнофациальный состав разновозрастных толщ автохтона и аллохтона. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения автохтона представляют собой аналоги Большенадотского рифа в районе горы Ольсыя, разновозрастные образования аллохтона сложены кремнисто-глинисто-карбонатными породами лемвинских фаций внешнего шельфа (см. рисунок). Завершают разрез терригенные толщи кечпельской свиты нижней перми и верхнего мела.

Автохтонная часть разреза скв. 1—Юньяхинская вскрыта в объеме верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений. В составе верхнего девона здесь выделены матяшорская и большенадотинская карбонатные толщи. Матяшорская строматолитовая толща объединяет отложения от тиманского горизонта нижнего франа до задонского верхнего фамена включительно (долб. 31—38). Сложена она сферово-пелитоморфными, мелкокомковато-сгустковыми и водорослевыми строматолитоподобными известняками. В известняках этой толщи наряду с однокамерными фораминиферами широкого стратиграфического распространения определены типично франские *Nanicella suljumica* Chuw. и *Ivdelina elongata* Malakh. (долб. 33—35). Вскрытая мощность толщи 761 м.

Выше залегает большенадотинская фаменско-турнейская толща оолитовых известняков, представленная неравномерным чередованием оолитовых, сферово-сгустково-комковатых, реже строматолитоподобных разностей. Толща охарактеризована комплексом однокамерных фораминифер верхнедевонского возраста (долб. 26—30), а также в долб. 26, 28 спорово-пыльцевыми спектрами верхнего девона (Т. И. Шутова). Мощность толщи 887 м.

Нижнекаменноугольная визейско-серпуховская толща автохтона представлена известняками серыми, различ-

ной структуры: органогенно-детритовыми, водорослево-детритовыми, сгустково-комковатыми, оолитовыми. Толща условно разделена на визейский и серпуховский ярусы. Нижняя половина визейского яруса керном не охарактеризована, она, по-видимому, соответствует бобриковскому и тульскому горизонтам, а косвинскому горизонту турне и радаевскому визе отвечает перерыв в осадконакоплении, как и в обнажении р. Большая Надота в районе г. Олыся [1].

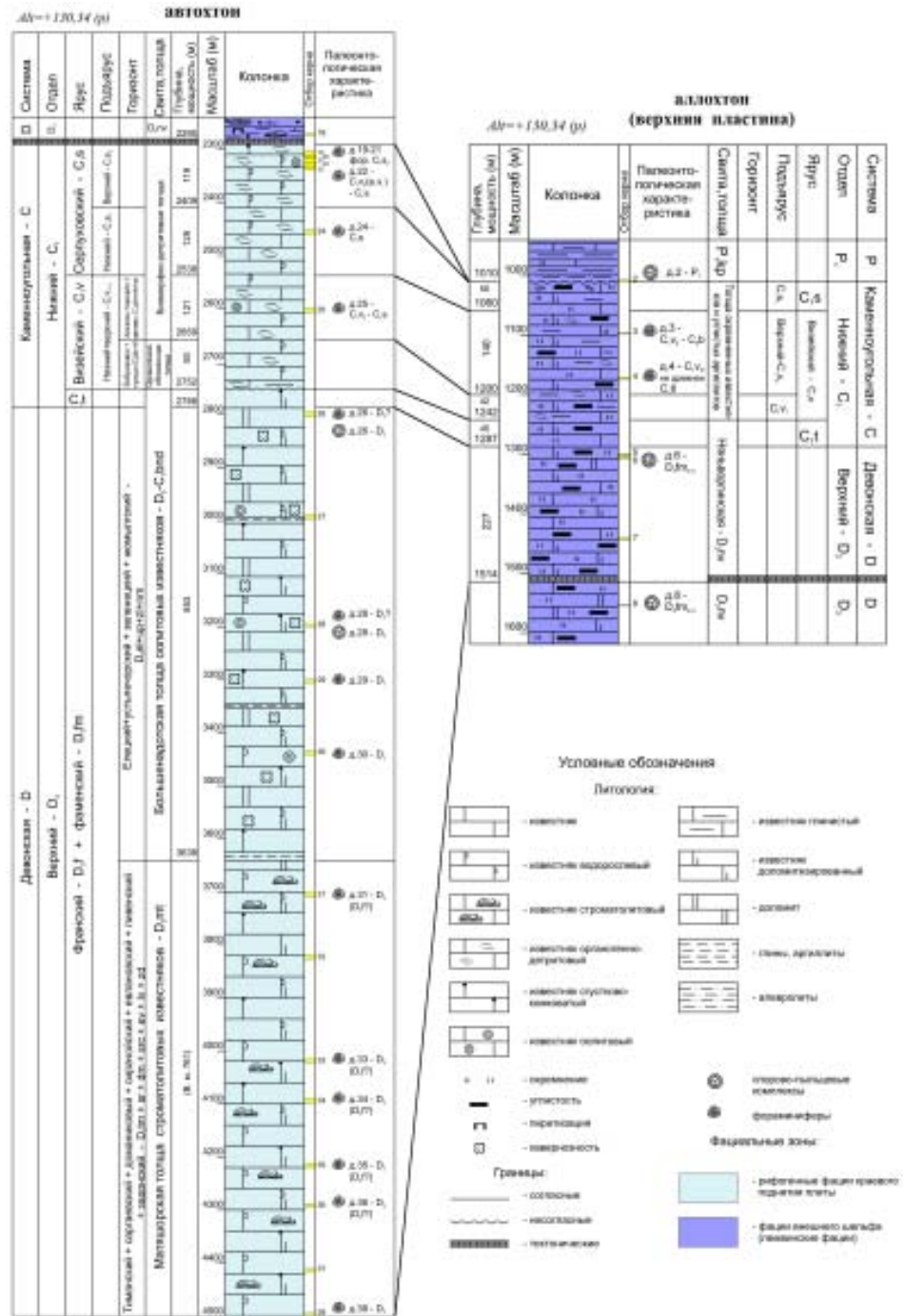
В середине верхней части визейского яруса (долб. 25) выявлен богатый комплекс фораминифер, в котором наряду с *Endothyranopsis crassa* Brady, литуотубеллами, гаплофрагмеллами, глобэндотирами, омфалотисами присутствуют *Pseudoendothyra arcuata* Durk., *Ps. nodus* Durk. и редкие мелкие глобивальвулины, появление которых в изученных районах отмечено с михайловского горизонта [2].

Отложения серпуховского яруса автохтона расчленены на нижний и верхний подъярусы. Нижний подъярус керном охарактеризован в долб. 24, где подняты органогенно-детритовые, органогенно-обломочные, прослоями водорослево-детритовые известняки, с богатым комплексом фораминифер, который отличается от комплекса в долб. 25 присутствием первых *Eostaffella pseudostruvei* v. *chomatifera* Kir., килеватых эоштаффелл гр. *ikensis*: *Eostaffella* cf. *tenebrosa* Viss. и *Eostaffella tenebrosa* Viss. cf. *f. indicora*, *Eostaffella eorhomboidalis* Durk., крупных неоархедискусов *Neoarchaediscus tumefactus* R. Iv., *Neoarchaediscus agapovensis* R. Iv., а также появлением редких мелких плектоштаффелл гр. *Plectostaffella varvariensis* (Brazhn. et Pot.), что характерно для отложений нижнесерпуховского подъяруса [2].

Верхняя часть верхнесерпуховского подъяруса (долб. 19—23) сложена органогенно-детритовыми, детритово-водорослевыми, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками. Комплексы фораминифер наряду с визейско-серпуховскими глобэндотирами, эндотиранопсисами, омфалотисами, форшиями и янишевскинами содержат характерные для верхнесерпуховских отложений частые эоштаффеллы групп *Eostaffella pseudostruvei* и *Eostaffella postmosquensis*, плектоштаффеллы (*Plectostaffella bogdanovkensis*

Reitl., *Pl. solida* Post., *Pl. aff. obtusa* Reitl.) и *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl. Особенностью комплекса в этой скважине являются частые, очень крупные архедискусы, похожие по навиванию на *Archaediscus moelleri* Raus. Мощность визейско-серпуховской толщи 462 м.

Отложения аллохтона в разрезе скв. 1—Юньяхинская представлены кремнисто-глинисто-карбонатными образованиями. В разрезе аллохтона выделяется 4 пластины, разделенные между собой тектоническими нарушениями надвигового характера. В нижней части аллохтона четырежды повторяется разрез няньворгинской свиты верхнедевонско-турнейского возраста, сложенной неравномерным переслаиванием известняков, черных кремнисто-углисто-карбонатных пород, силицитов, радиоляриевых известняков, и фтанитов. Верхнедевонский возраст отдельных бло-



Корреляция разнофациальных девонско-каменноугольных отложений разреза скв. 1—Юньяхинская



ков подтвержден спорово-пыльцевыми спектрами, выявленными Т. И. Шутовой (долб. 14, 8, 6) и определениями конодонтов (долб. 14) выполненными Л. И. Мельниковой. Толщины пластин изменяются от 189 до 301 м.

Перекрывают верхнедевонские отложения нижнекаменноугольные визейско-серпуховские карбонатные образования, представленные глинисто-кремнисто-углистыми известняками с прослоями углистых аргиллитов и алевролитов. Комплекс фораминифер, выявленный в известняках долб. 4, очень бедный и содержит таксоны широкого поздневизейско-серпуховского распространения: *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Biseriammina primitiva* Durk., *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *Endothyra posneri* Gan., *Mikhailovella uchtovica* Durk. Встреченные в долб. 3 *Globivalvulina minima* Reitl. и *Archaediscus* sp. имеют еще более широкое стратиграфическое распространение от верхнего визе до башкирского яруса включительно. В то же время это не противоречит принятому расчленению визейско-серпуховской части разреза. Мощность визейско-серпуховских отложений в аллохтоне 232 м.

На отложениях нижнего карбона с тектоническим нарушением залегают терригенные породы кечпельской свиты нижней перми. В основании этой толщи в долб. 2 Т. И. Шутовой определен нижнепермский спорово-пыльцевой комплекс.

Таким образом, скв. 1-Юнъяхинская в автохтоне вскрыла верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения зоны краевого поднятия, представленные рифогенными фациями маташорской толщи строматолитовых известняков франско-задонского возраста, рифогенными и зарифовыми шельфовыми фациями большенадотинской толщи оолитовых известняков фаменско-турнейского возраста и визейско-серпуховской толщиной органогенно-обломочных и биоморфно-детритовых известняков, представляющих собой аналоги Большенадотского рифа в районе горы Олыся [1, 3]. Аллохтонная часть разреза представлена лемвинскими фациями в составе няньворгинской свиты верхнего девона и нижнекаменноугольных визейско-серпуховских кремнисто-глинисто-карбонатных образований.

Литература

1. Соболев Д. Б., Журавлев А. В., Карманов Р. С., Груздев Д. А. Новые данные о геологическом строении района Большенадотинского рифа (Приполярный Урал) // Вестник Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000. № 8 (68). С. 6—7.
2. Дуркина А. В. Фораминиферы серпуховского яруса Тимано-Печорской провинции. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 198 с.
3. Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 95 с.

СТРОЕНИЕ ОТМЕЛЬНЫХ ПОСТРОЕК В ВЕРХНЕДЕВОНСКОМ КОМПЛЕКСЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ

В. В. Заборовская, А. В. Окладникова

УГТУ, Ухта; zav_gng@ugtu.net, a-glazki86@mail.ru

В 70—90-е гг. XX века в верхнедевонском комплексе были открыты месторождения нефти, приуроченные к погрбенным карбонатным массивам камско-кинельского типа, которые рассматривались как барьерные рифы. В 80—90-е гг. XX века была установлена углеводородная продуктивность в депрессионных отложениях верхнедевонского комплекса. Залежи нефти в доманиковой и доманикоидной впадинах связаны с изолированными постройками рифового и нерифового типа. В настоящее время в Тимано-Печорской провинции выделены в верхнедевонском комплексе целый ряд карбонатных массивов, которые обладают не менее высокими фильтрационно-емкостными свойствами, чем рифы.

Исследуемые постройки являются постройками нерифового типа. Они установлены на Баганской, Северо-Баганской, Хатаяхской и других структурах южной части Хорейверской впадины. Тип образования массивов — органогенно-хемогенный и органогенный. Способ накопления — биохимическое осаждение и поселение организмов. Преобладающий состав пород — реликтивно-органогенные доломиты, вторичные доломиты, желваковые и зернистые известняки. Морфологическая форма в разрезе этих построек — линза, массив, в плане — овал.

Формирование отмельных построек связано с ростом поднятий, существовавших в зоне впадин глубоководного шельфа. Они имеют слоистое строение и на названных площадях в их формировании принимают участие отложения доманикового и позднефранского возраста. Мощность этих отмельных построек меньше мощности атоллов в 5—6 раз и достигает 80—90 м. Керном постройки такого типа достаточно хорошо охарактеризованы на Баганской площади [1].

В строении построек выделяют сводовый и склоновый типы разрезов. Сводовый тип разреза доманикового горизонта вскрыт скв. 1—Баган и представлен доломитами коричнево-серыми, мелко-среднекристаллическими, реликтивно-органогенными, неравномерно пористыми и кавернозными.

Склоновый тип разреза доманикового горизонта вскрыт скв. 2, 3, 15—Баган. Нижняя часть разреза представлена доманикоидными известняками темно-серыми и коричневатыми, кремнисто-битуминозными с микропрослоями кремнеизвестняков, силицитов, мергелей и редко аргиллитов (от 1—3 мм до 10—30 см), с крупными тентакулитами и перекристаллизованными створками пеллеципод, члениками криноидей, обломками мелких гастропод, остракод, радиолярий, брахиопод и неопределимым шламовым детритом. Отмечаются кальци-

товые прожилки и микротрещины. Породы крепкие, плотные.

Верхняя часть доманикового горизонта в склоновом разрезе представлена вторичными доломитами коричневатыми и серыми, тонко- и участками мелко-среднезернистыми (0.04—0.16 мм), органогенными, перекристаллизованными с пятнами кремнезема. В «тенях» просвечивают контуры тентакулитов (размером от 0.048—0.08 до 1.6 мм) и радиолярий (скв. 15—Баган). Многочисленные трещины на отдельных участках придают породе брекчиевидный облик. Стиллиты заполнены битуминозным веществом [2].

В зоне доманиковой впадины, в пределах которой формировалась отмельная постройка, шло образование известняков черных, битуминозных, тонкокристаллических, стиллитизированных, трещиноватых, с запахом углеводородов (доманиковая свита). Такие отложения вскрыты в скв. 18, 41—Баган.

В составе верхнефранского подъяруса на Баганской площади выделено три толщи [1].

Нижняя толща ветлясно-сирачойского возраста (10—20 м) представлена, как и доманиковый горизонт, двумя типами разреза. Сводовый тип разреза вскрыт скв. 3—Баган. Здесь подняты известняки и доломиты.

Известняки коричневатые, зеленоватые и темно-серые, тонко-мелкозернистые, реликтово-органогенные, песчаниковидные, неравномерно битуминозные, окремненные, доломитизированные, со скоплениями тентакулитов, редко криноидей, радиолярий и однокамерными фораминиферами, шламовым детритом.

Вторичные доломиты, зеленовато-серые и коричневатые, разнозернистые (0.03—0.06 мм), реликтово-органогенные, неравномерно перекристаллизованные. В толще отмечены прослой мергелей и аргиллитов (мощностью до 1—2 мм) черных и темно-серых, неравномерно битуминозных, микрослоистых, с ориентированными по слоистости тентакулитами. Мощность отложений 8—10 м [2].

Склоновый тип разреза нижней толщи вскрыт скв. 2, 6, 15—Баган и представлен известняками и вторичными доломитами.

Известняки темно-серые, коричневатые, сферово-стуктовые, неравномерно доломитизированные, перекристаллизованные с органогенным детритом — мелкие сферы, остатки тентакулитов, лингул и створок пелеципод, послойные скопления тонкостенных стилиолин. Породы стиллитизированы, заполнены черным глинисто-битуминозным веществом. В известняках отмечены разнонаправленные кальцитовые трещины с примазками битума.

В керне описаны вторичные доломиты (скв. 2, долб. 10) коричневатые за счет остаточного нефтенасыщения, средне-крупнозернистые, органогенные, неравномерно перекристаллизованные, прослоями кавернозные, трещиноватые.

Вторая средняя толща евлановского возраста наиболее выдержана по литологическому составу и охарактеризована керном в скв. 3, 15—Баган. Она представлена известняками и доломитами.

В скв. 3—Баган (долб. 21) известняки светло-серые, серые, участками белые, коричневатые и зеленоватые, скрыто-тонкозернистые, желваковые, с органоген-

ным детритом. Текстура волнисто-слоистая. Породы стиллитизированы; стиллиты заполнены глинисто-битуминозным веществом. В скв. 15—Баган (долб. 19) известняки сферово-стуктово-комковатые, серые, кремоватые, неравномерно перекристаллизованные, с редкими «узлами» (1.0x1.5 см) более светлых известняков, пиритизированные, неравномерно доломитизированные. Органогенные остатки представлены немногочисленными перекристаллизованными створками пелеципод, остракод, тентакулит (размером 0.2—0.4 мм) и радиолярии.

Доломиты (скв. 2—Баган, долб. 10) темно-коричневые, мелко-среднезернистые (0.16—0.32 мм), глинисто-известковые. Порода крепкая, с тонкими прерывистыми кальцитовыми трещинами и стиллитами, залеченными битумом. Мощность толщи составляет 7—14 м [2].

Вехняя третья толща ливенского возраста вскрыта скв. 3, 15—Баган и представлена двумя типами разрезов. Сводовый тип разреза (скв. 3—Баган) сложен известняками с прослоями вторичных доломитов. Известняки и доломиты неравномерно нефтенасыщенные.

Известняки темно-коричневые, прослоями светло-серые, скрыто-мелкозернистые, неравномерно доломитизированные, слабо битуминозные, сферово-стуктовые (скв. 3—Баган, долб. 17—18), с мелкими фораминиферами и включениями детрита, пиритизированные. Органогенные остатки представлены створками пелеципод, остракод, брахиопод, гастроподами и члениками криноидей, тентакулитами. Стиллиты заполнены темно-серой и зеленоватой глиной, горизонтальные и наклонные трещины — кальцитом. Имеются поры выщелачивания (до 8—12 мм) по ходу трещин и в форменных образованиях щелевидной, продолговатой и округлой формы.

Доломиты (скв. 3—Баган, долб. 18) серые, кремовато-серые, темно-коричневые, участками светло-серые, разнозернистые за счет эпигенетической перекристаллизации, нефтенасыщенные. В «тенях» светлых слабо битуминозных разностей доломитов различимы ступки и сферы водорослей, однокамерные фораминиферы. Волнисто-столбчато-зубчатые стиллиты заполнены битумом. Породы слоистые, неравномерно кавернозно-пористые, трещиноватые. Каверны угловатые, продолговатые и щелевидные (до 30—40 %), изолированные и сообщающиеся по трещинам. Иногда стенки пустот инкрустированы кальцитом и доломитом со ступками черного битума. Трещины, участками многочисленные, залечены кальцитом (иногда в виде щеток) и ступками черного битума. Порода крепкая, с запахом бензина в свежем сколе.

Склоновый тип разреза (скв. 15—Баган, долб. 17, 18) сложен известняками темно-коричневыми до черных, светло- и темно-серыми, коричневыми, редко зеленоватыми, тонко-скрытозернистыми, битуминозными, неравномерно доломитизированными и пиритизированными, крепкими. Органогенные остатки представлены створками брахиопод, крупными и мелкими тентакулитами, редкими обломками створок пелеципод, водорослевыми ступками.

В зоне доманикоидной впадины в позднефранское время формировались черные битуминозные известняки (скв. 18, 41—Баган).

Выше в разрезах скважин на Баганском месторождении залегает толща, возраст которой датируется как вол-



гоградский, представляющая собой толщу заполнения для изолированных рифовых и отмельных построек [1].

Отмельная постройка в депрессионной доманикоидной впадине на Баганской площади является одним из примеров, где открыта залежь углеводородов в пределах депрессионной впадины.

Залежи нефти в глубоководных доманиковых и доманикоидных карбонатах доманиково-позднефранского возраста выявлены уже на обширной территории Тимано-Печорской провинции: на Печоро-Кожвинском мегавале (Западно-Соплесское месторождение), в Денисовской впадине (Верхнегрубешорское месторождение), на Колвинском мегавале (Возейское месторождение), в Хорейверской впадине (Верхневозейское, Баганское и Хатаяхское месторождения), в Варандей-Адзвинской структурной зоне (Черпаюское, Хасырейское и Нядейюское месторождения), в Косью-Роговской впадине (Поварницкое месторождение), в Большесынинской впадине на Суборском месторождении.

Потенциал нефтегазоносности депрессионных отложений полностью не раскрыт, поскольку их формирование и коллекторские свойства изучены пока недостаточно. Поэтому необходимо детальное изучение свойств коллекторов в отложениях доманиковых и доманикоидных фаций. Это позволит выработать подход к выделению их в разрезе по материалам промысловой геофизики, а также подход к количественной оценке их эффективной емкости. Это, в свою очередь, в дальнейшем послужит базой для прироста запасов нефти в Республике Коми практически без дополнительных финансовых затрат.

Литература

1. Пармузина Л. В. Верхнедевонский комплекс Тимано-Печорской провинции (строение, условия образования и закономерности размещения коллекторов и нефтегазоносность). М.: «Недра», 2007. 151 с.
2. Петренко Е. Л. Отчет по теме №396: «Геологическое строение продуктивных горизонтов Баганского месторождения (по договору с ООО «НК-Роснефть-научно-технический центр». Кн. 1. Текст отчета. Ухта, 2006.

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕФРАНСКОМ РИФОВОМ МАССИВЕ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО- ЮРЬЯХИНСКОЙ НЕФТЕНОСНОЙ СТРУКТУРЫ)

И. Ю. Зарипова

УГТУ, Ухта; ziira@list.ru

Южно-Юрьяхинское нефтяное месторождение расположено на территории Усинского района Республики Коми. В тектоническом плане Южно-Юрьяхинская площадь принадлежит южной части Шапкина-Юрьяхинского вала. Установлено, что на Южно-Юрьяхинской площади в елановско-ливенское время был сформирован рифовый массив, который входит в состав барьерной рифовой постройки, названной Ухтинским барьерным рифом.

По морфологии в плане рифовый массив имеет линейно-вытянутую форму, приближенную к овалу. В таких рифовых системах осадочные фации располагаются ассиметрично относительно середины массива в поперечном профиле: предрифовые фации — фации ядра рифа — зарифовые шлейфовые фации — зарифовые мелководно-шельфовые фации [2].

Собственно рифовая фация (ядро рифа) представлена чередованием известняков и вторичных доломитов. Известняки сферово-стуктово-водорослевые, «пятнисто» доломитизированные, с открытыми порами выщелачивания, иногда содержат оолито- и онколитоподобные образования. Органика в них представлена однокамерными фораминиферами (*Parathuramina*), сферами и сине-зелеными водорослями (*Girvanella* и др.). Доломит в «пятнах» крупнокристаллический; кристаллы полигональной формы, редко видны четкие прямолинейные грани, фрагменты ромбоэдров (см. рисунок, А). Беспорядочное расположение «пятен» обусловлено неоднородностью исходного известковистого материала. Первоначально доломитом заполнялись пустоты и каверны, а впоследствии происходило разрастание кристаллов в сторону породы, о чем свидетельствует наличие в «пятнах» участков пелитоморфного кальцита и органических остатков.

Среди вторичных доломитов выделено две разновидности. К первому типу относится доломит замещения мелко-среднекристаллический, плотный (без открытого пустотного пространства в шлифах), межкристаллические пустоты заполнены темно-коричневым битумоидом (см. рисунок, Б). Кристаллы доломита имеют правильную ромбоэдрическую или приближенную к ромбоэдру форму. Некоторые из кристаллов имеют зонарное сечение: в центре сосредоточен тонкодисперсный известковистый материал, по краям чистый доломит.

Второй тип представлен доломитом перекристаллизации с реликтовой органической структурой, крупнокристаллическим, кавернозно-пористым (см. рисунок, В). До-

ломит неправильно-зернистый, с микротрещинами и штриховкой на поверхности кристаллов, замутнен бурым пылеватым веществом (пелитоморфный кальцит). Изначально, вероятно, образовался доломит замещения с редкими реликтами известняка, который впоследствии, после захоронения породы, был перекристаллизован.

При кратковременном понижении уровня моря и выхода гребня рифового массива на дневную поверхность в разрезе собственно рифовых фаций сформировались известняки, пелитоморфные, глинистые, с примесью алевритового материала и редким органогенным шламом. В шлифах заметны подтеки красновато-бурого цвета, что говорит о наличии окислов железа.

Наряду с фациями ядра рифа выделяются фации околорифового шлейфа, к которым относятся фации предрифового шлейфа и фации зарифового шлейфа. Фации предрифового шлейфа, или внешнего склона рифа, образуются за счет разрушения волнами и течениями остова рифа. Непосредственно к ядру рифа примыкает узкая полоса, сложенная известняками лито-биокластовыми с примесью глинистого материала. Литокласты представлены плохо отсортированными полукруглыми обломками сферово-стустковыми или тонкозернистыми известняков. Из биокластов обнаружены сферы, криноидеи, обрывки мшанок, целые остракоды и их створки, обрывки водорослей.

Фации зарифового шлейфа подразделяются на расположенные непосредственно на склонах рифового ядра в зарифовом бассейне и удаленные от рифового ядра. Отложения, расположенные вблизи ядра рифа, представлены известняками сферово-стустково-комковато-водорослевыми, с мелкими хорошо окатанными обломками рифовых пород и с оолитовыми образованиями, рассеянно доломитизированными (см. рисунок, Г). Кристаллы доломита часто нерезкими неровными контурами, приближенной к ромбоэдру формы, мутные, беспорядочно рассеяны в цементе. Мутноватость кристаллов обусловлена тем, что они содержат микровключения известковых и глинистых частиц, легко захватывающихся из рыхлого осадка, особенно при быстром росте кристаллов.

На большем удалении от рифа в зарифовой шлейфовой зоне распространены известняки сферово-мелкостустковые с многочисленными горизонтально ориентированными фенестровыми образованиями. Основная масса карбонатного материала накапливалась на месте биохимическим путем благодаря деятельности во-

дорослей и бактерий. В результате гниения органического материала образовывались газы, в том числе аммиак, задерживавшиеся в вязком иловом осадке. Это приводило, с одной стороны, к быстрому отвердеванию осадка в результате реакции аммиака с поровым бикарбонатом кальция, а с другой — к образованию многочисленных фенестровых пор, представляющих собой деформированные газовые пузыри, в которых впоследствии отлагались вторичные карбонаты [3].

Над собственно рифовым комплексом в зарифовом бассейне формируется мелководно-шельфовый карбонатный нерифовый массив. Нерифовый карбонатный массив сложен известняками мелкогустковыми, доломитизированными, глинисто-алевритистыми (см. рисунок, Д). Глинисто-алевритистая терригенная примесь в породах распределена послойно, согласно напластованию. Органогенный детрит скудный. В данных породах кристаллы доломита четкой ромбоэдрической формы, чистые, прозрачные образуют мелкие агрегаты. В межкристаллическом пространстве в агрегатах расположен глинистый материал. Идиоморфные очертания кристаллов обусловлены их медленным ростом. Образование мелких агрегатов произошло, вероятно, в результате заполнения открытых пустот или доломитизации скелетов органических остатков.

Источники магния для процесса доломитообразования в рифовых массивах могут быть различны. Рассеянные кристаллы доломита образуются из интерстициальных (иловых) вод, которые обогащены магнием вследствие повышенной



Микрофотографии пород, николи ||. А — известняк с пятнами доломита, ув. 30; Б — доломит замещения, известковистый, ув. 24; В — доломит перекристаллизации, ув. 24; Г — известняк с рассеянными кристаллами и мелкими агрегатами доломита, ув. 28; Д — доломитовые известняки с рассеянными кристаллами и мелкими агрегатами доломита, ув. 35.



температуры и преобладания испарения над осадками. Пятна доломита образуются в результате образования лагуны в зарифовом пространстве. Образованные здесь плотные высокомагнезиальные растворы стекают по склону морского дна в сторону глубоких частей морского бассейна и воздействуют на рифовые карбонатные породы. Также определенную роль играет магний, выделяющийся при захоронении магнезиальных органических остатков, таковыми, например, являются сине-зеленые водоросли [1]. При образовании доломитов замещения может принимать участие дополнительный источник магния. Таким источником являются минерализованные подземные воды, поднимающиеся по тектоническим разломам и трещинам.

В результате анализа коллекторских свойств в разнофациальных рифогенных породах можно сказать о неоднородности распределения коллекторов и резкой изменчивости емкостных и фильтрационных свойств по разрезу рифовой системы. Основные коллекторские интервалы в рифовом массиве приурочены к ядру органогенной постройки, породы которого наиболее сильно подвержены процессу доломитизации. Также наличие хороших коллекторских свойств отмечено в известняках сферово-водорослевых с пятнами доломита, образование вторичной пористости в которых происходит преимущественно за счет выщелачивания доломита из пятен. Рассеянная доломитизация также оказывает особое влияние на увеличение коллекторских свойств известняков в зоне зарифового шлейфа, вблизи ядра рифа. Вероятно, это связано с разной растворимостью кальцита и доломита в различных гидрохимических зонах. Таким образом, происходит избирательное развитие вторичной пористости преимущественно в доломитах.

Также установлено улучшение коллекторских свойств в зоне предрифового шлейфа. Данная фация представлена лито-биокластовыми известняками с линзами и прослоями терригенного, глинистого и кремнистого материала. На контактах прослоев известняков с терригенным и глинистым материалом происходило трещинообразование. Повышенное содержание органического вещества в этих отложениях способствовало формированию пустотного пространства, так как преобразование органического вещества приводило к возникновению газообразных продуктов, которые распирали породу и расширяли пустотное пространство.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для образования вторичной пористости (и улучшения вследствие этого коллекторских свойств) существуют в собственно рифовой зоне (ядро рифа) и в зоне зарифового шлейфа, расположенной вблизи ядра рифа, благодаря избирательному выщелачиванию новообразованного доломита, и в умеренно-глубоководной зоне предрифового шлейфа, за счет образования в породах трещин и газообразных продуктов.

Литература

1. Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Том I, II М.: Мир, 1970. (Перевод с английского. Под ред. В. Н. Холодова).
2. Кузнецов В. Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978.
3. Гмид Л. П., Леви С. Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов. Л.: Недра, 1972. (Тр. ВНИГРИ, вып. 313).

ЛИТОТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕТУРНЕЙСКОГО ПОДЪЯРУСА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ТАТАРСТАНА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ ОПТИМАЛЬНОЙ РАЗРАБОТКИ

И. П. Зинатуллина

КГУ, Казань

Эффективность проектирования систем разработки месторождений во многом зависит от уровня знаний о литолого-петрофизических особенностях коллекторов слагающих нефтяные залежи. В свою очередь это требует более углубленного изучения коллектора с точки зрения структуры пустотно-порового пространства, деталей литологии матрицы и характеристики тонкодисперсной составляющей, заполняющей поровые каналы.

Алексеевское нефтяное месторождение одно из небольших по размерам, расположенное на крайнем юго-востоке Татарстана.

В региональном тектоническом плане по поверхности кристаллического фундамента район исследований расположен в зоне сочленения (переходной зоне) Южно-Татарского свода (ЮТС) и Серноводско-Абдулинского авлакогена, а также во внешней бортовой зоне последнего и частично (северная часть площади) захватывает краевую часть южного склона ЮТ.

С широтными нарушениями увязывается погружение фундамента в южном направлении, а совместно с диагональной системой разломов они формируют в рельефе фундамента уступообразную поверхность. Вдоль северо-восточных нарушений возникли узкие протяженные грабенообразные прогибы. Блоки фундамента сочленяются по разломам, позволяющим им автономно двигаться в вертикальном, а в некоторой степени, и горизонтальном направлениях.

Структурно-тектоническое строение карбонатных отложений верхнего девона — нижнего карбона (саргаевско-турнейский этаж) повторяет строение нижезалегающей поверхности лишь в региональном плане. Сравнение их строений на детальном уровне показывает значительное осложнение поверхности турнейского возраста, связанное с развитием шельфовых биогермов, которые являются основными структуроформирующими элементами. Возраст биогермных построек — позднедевонско-фаменский, с корнями в верхнефранско-фаменских отложениях, где амплитуды их могут достигать 35 м. Вверх по разрезу происходит нивелирование и выполаживание структурных форм. По отложениям турнейского яруса их амплитуды не превышают 20 м. Размеры их так же ограничены, как и плотность размещения.

Верхнетурнейский подъярус представлен кизеловским и черепецким горизонтами, являющимися нефтенасыщенными на Алексеевском месторождении. Скв. 6724, расположенная на Подгорном участке, вскрыла верхнетурнейс-