

УДК 551.438.23“613”

ПАЛЕОЗОЙСКОЕ РИФООБРАЗОВАНИЕ В ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЕ И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ – ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА

© 2024 г. В. Г. Кузнецов^{a, b, *}, Л. М. Журавлева^{a, **}

^aРоссийский государственный университет нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Ленинский просп., 65, Москва, 119991, Россия

^bИнститут проблем нефти и газа РАН, ул. Губкина, 3, Москва, 119333, Россия

* e-mail: vgkuz@yandex.ru

** e-mail: zhurawlewa.lilia@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.06.2023 г.

После доработки 26.08.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

В двух краевых депрессиях Восточно-Европейской платформы – Печорской синеклизе и Прикаспийской впадине – широко представлены рифовые образования, но стратиграфические интервалы их развития далеко не одинаковы. На Печорском Урале рифообразование началось в карадоке, непосредственно в Печорской синеклизе – во второй половине лландовери, достигло максимума во фране и сменилось в фамене развитием рифовых холмов. Сооружения представлены как в виде асимметричных рифов, обрамляющих отмельные зоны на их границе с относительно глубоководными участками палеобассейнов, так и в виде одиночных сооружений внутри последних. Рифы следующих глобальных максимумов – поздневизейско-серпуховского и нижнепермского – развиты ограниченно лишь на границе с Уральским палеоокеаном и его реликтом – Предуральским краевым прогибом.

В Прикаспийской впадине присутствуют рифы всех трех глобальных максимумов развития, причем существуют как асимметричные рифовые системы, обрамляющие кромки шельфов, так и симметричные внутрибассейновые изолированные постройки.

Подобная разница обусловлена разным палеогеоморфологическим типом бассейнов. Прикаспийский бассейн в течение всего среднего и позднего палеозоя был резко дифференцирован по глубине, что и обусловило возможность формирования возвышающихся над дном этих бассейнов рифов. В Печорской синеклизе дифференциация бассейнов по глубине имела место только в позднем девоне. Слабо расчлененные, в целом, мелководные моря визе–серпухова и ранней перми не обеспечивали условий формирования мощных, выступающих над дном моря рифов. Последние формировались только на бровке Уральского палеоокеана, а в перми – на бровке Предуральского краевого прогиба.

Ключевые слова: Печорская синеклиза, Прикаспийская впадина, риф края шельфа, одиночный внутрибассейновый риф

DOI: 10.31857/S0024497X24010064

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

На востоке Восточно-Европейской платформы располагаются две крупные отрицательные структуры – синеклизы, которые получили названия экзогенных впадин [Журавлев, 1972] – Печорская и Прикаспийская, причем последняя чаще фигурирует под более общим или, скорее, нейтральным термином – впадина.

Геологическому строению этих структур и истории их развития посвящена обширная, если не сказать обширнейшая, литература, в которой наряду с общим описанием геологического строения и геологической истории описываются и такие образования, как рифы, сравнительному анализу которых, и в более общей форме – рифообразованию, посвящена данная статья.

Прежде чем перейти непосредственно к теме, несколько вводных замечаний, точнее,

обсуждение общих терминов и их определение; обсуждение, которое позволит избежать разных толкований, что, к сожалению, имеет место, особенно в регионе Печорской синеклизы, и, соответственно, более четко определить объекты изучения и их характеристику.

Согласно определениям, данным в словаре-справочнике “Современные и ископаемые рифы. Термины и определения” [Журавлева и др., 1990], риф — это сложное геологическое образование, созданное скелетными остатками и продуктами жизнедеятельности организмов, которое представляет собой карбонатный массив холмовидной формы; последнее обуславливает превышение рифа над дном бассейна, а в ископаемом состоянии большую мощность относительно синхронных ему отложений. Биологический фактор рифообразования, если можно так выразиться, определяют сообщества организмов и их остатков в теле сооружения; литологический — наборы карбонатных пород, закономерности их распределения в объеме постройки и соотношение с породами синхронных отложений; геоморфологический фактор выражается в морфологии постройки и ее соотношении с вмещающими отложениями. Что касается карбонатосаждающих организмов и образованных ими геологических тел, то в статье рассматриваются, в основном, объекты, которые В. Кисслингом и Э. Флюгелем названы истинными рифами, где колониальные рифостроящие организмы формируют жесткий каркас, а также “рифовые холмы”, где подобные организмы присутствуют весьма обильно, но их остатки цементируются и, соответственно, жесткий каркас создается различными не колониальными, часто микробными сообществами; и, наконец, “иловые холмы”, где подобные организмы могут присутствовать, но главную микрозернистую и пелитоморфную по структуре массу генерируют микробные сообщества [Kiessling et al., 1999; Kiessling, Flügel, 2002].

Обычно формируются два типа рифов — одиночные относительно симметричные холмовидные образования среди более или менее маломощных синхронных им отложений иного, часто существенно иного литологического состава. Второй тип — это сооружения, возникающие на границе мелководных и в той или иной степени глубоководных обстановок. В связи с этим последние отличаются асимметричным строением с относительно небольшим возвышением над зарифовыми мелководными отложениями и существенно большим — над предрифовыми,

которые к тому же отличаются по своему литологическому составу, биоте и характеризуются меньшими, часто значительно меньшими, мощностями.

Во всех случаях бассейны, где росли рифы, были дифференцированы по глубине.

Второе замечание касается временных интервалов самого рифообразования. Как было показано ранее [Ивановский и др., 1994; Кузнецов, 1996, 2003; Кузнецов, Журавлева, 2019 и др.], процессы интенсивного формирования рифов имели циклический характер. В частности, в палеозое обособляются пять подобных циклов — раннекембрийский, ордовикский, силурийско-девонский, поздневизейско-серпуховский и пермский. На силурийско-девонском этапе максимальное развитие каркасных — “истинных” — рифов и “рифовых холмов” приходится на средний девон—фран, а после события Келльвассер (граница франа—фамена) в фамене — турне — начале визе формировались классические “иловые холмы”, которые частично также обсуждаются в нашей работе.

В пределах исследуемых регионов процессы формирования рифов рассмотрены именно в эти эпохи массового рифостроения, причем само рифообразование как по эпохам, так и по регионам далеко не однозначно.

РИФЫ ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Рифовые образования в Печорской синеклизе и прилегающих районах Северного и Приполярного Урала были изучены и описаны в работах Ф. Н. Чернышова, Н. Н. Яковлева, В. А. Варсанюфьевой и др. уже в начале и первой половине XX столетия. После открытия связанных с рифами промышленных залежей нефти интерес к этим образованиям, прежде всего погребенным, резко возрос, их исследование, равно как и сооружений, выведенных на дневную поверхность, активно продолжалось и расширялось. И тут необходимо упомянуть имена А. И. Антошкиной, Н. В. Беляевой, Б. Я. Вассермана, М. М. Грачевского, В. А. Жемчуговой, Н. Д. Матвиевской, В. Вл. Меннера, Т. И. Кушнарева. Наиболее полный и систематический обзор палеозойского рифообразования региона проведен А. И. Антошкиной [2003], материалы монографии которой частично использованы в настоящей статье.

В раннем палеозое синеклизы представляла собой плоский, слабо дифференцированный по глубине шельф Уральского палеоокеана, где

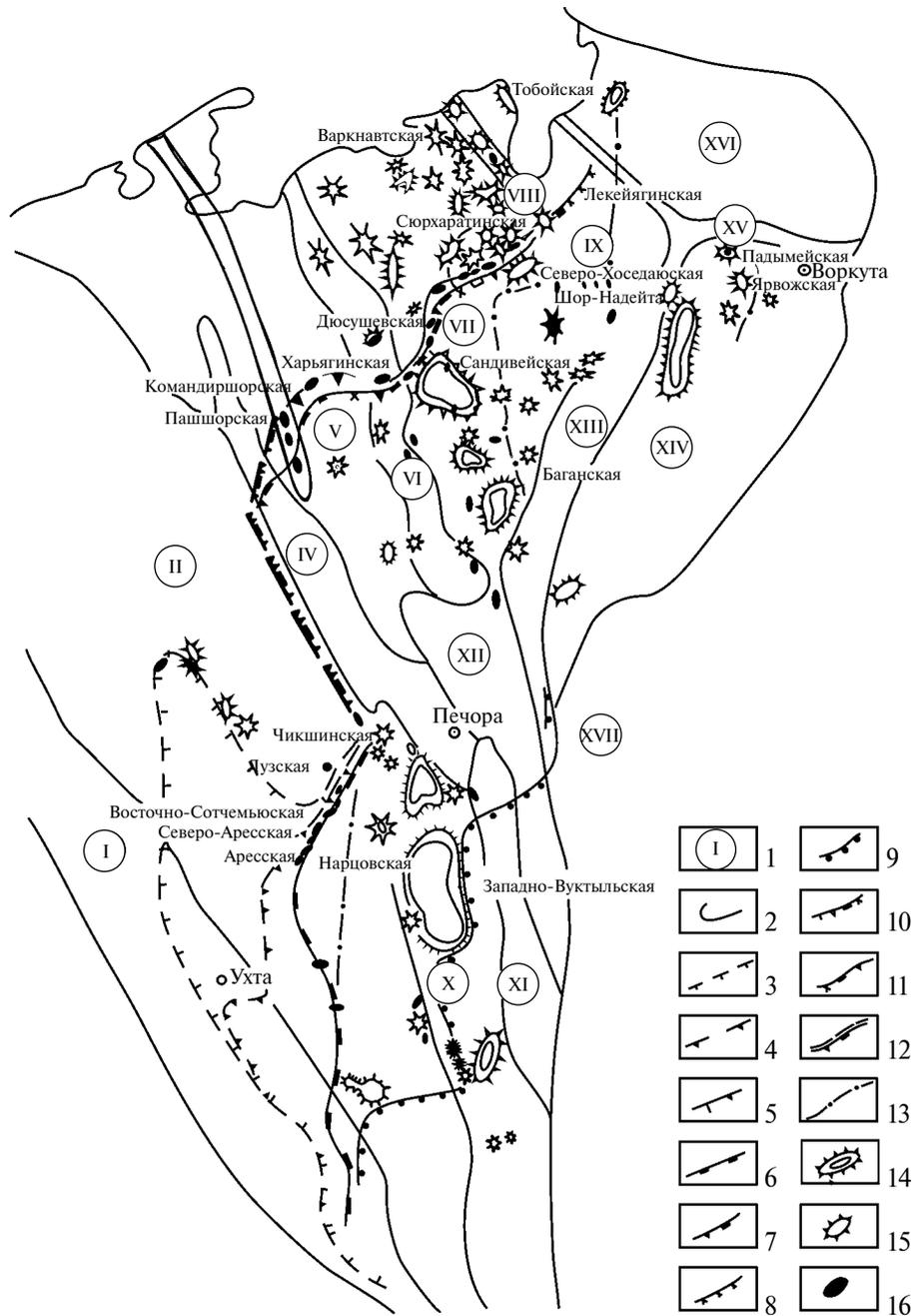


Рис. 1. Схема тектонического строения Печорской синеклизы и расположение рифов разных морфологических типов ([Меннер и др., 1991] с упрощениями)

1 – крупные тектонические элементы (римские цифры на схеме): I – Тиманский кряж; Печорская плита: II – Ижма-Печорская впадина, III – Малоземельская моноклираль, IV – Печоро-Колвинский мегавал, V – Денисовская впадина, VI – Колвинский мегавал, VII – Хорейверская впадина, VIII – Варандей-Адзвинская структурная зона, IX – вал Гамбурцева; Северо-Уральский краевой прогиб: X – Верхнепечорская впадина, XI – Среднепечорское поднятие, XII – Большесынинская впадина, XIII – гряда Чернышова, XIV – Косью-Роговская впадина, XV – гряда Чернова, XVI – Коротыхинская впадина, XVII – западный склон Урала; 2 – границы тектонических зон; разновозрастные рифогенные зоны: 3 – доманиковые, 4 – сирачойско-нижеухтинские, 5 – доманиково-нижеухтинские, 6 – верхнеухтинские, 7 – верхнефранские, 8 – нижефаменские, 9 – ниже-верхнефаменские, 10 – доманиково-верхнефаменские, 11 – верхнефранско-нижефаменские, 12 – сочетание разнотипных банок с краевыми рифогенными образованиями, 13 – склоны фаменских клиноформ, 14 – изолированные банки с рифовым окаймлением внутри компенсированных впадин, 15 – одиночные рифы, 16 – залежи нефти.

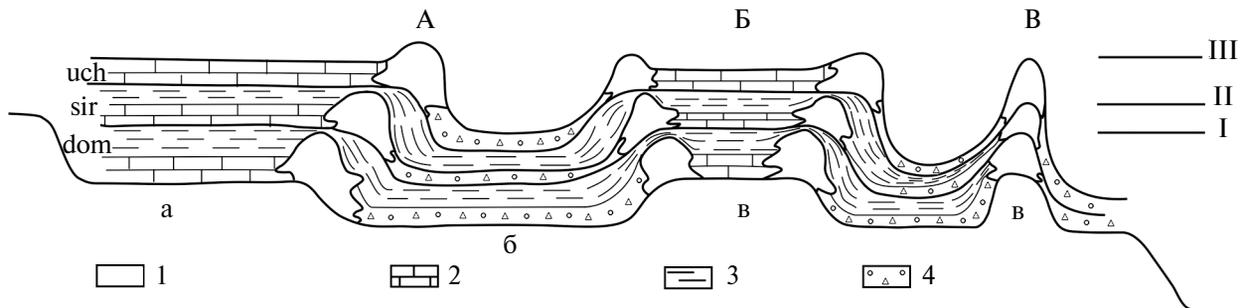


Рис. 2. Принципиальная схема морфологии дна бассейна позднедевонского времени ([Журавлева, 2017] с изменениями)

а – мелководная часть шельфа, б – глубоководная впадина, в – отмели; морфологические типы рифовых сооружений: А – асимметричные рифовые системы, Б – атолловидные сооружения, В – одиночные рифы; циклы рифообразования: dom – доманиковский, sir – сирачойский, uch – ухтинский; уровни моря: I – доманиковского, II – сирачойского, III – ухтинского времени; 1 – рифовые тела, 2 – карбонатные отложения, 3 – карбонатно-глинистые отложения, 4 – кремнисто-глинисто-карбонатные отложения.

накапливались мелководные слоистые карбонатные отложения литоральных, сублиторальных и морских фаций [Жемчугова, Маслова, 2022; Кузнецов, Журавлева, 2014]. Рифовые постройки разного типа формировались лишь по восточному (в современных координатах) краю этого шельфа на границе его с Уральским палеоокеаном и разделяли мелководный бассейн в пределах платформы и в той или иной степени глубоководную область собственно палеоокеана. Первые рифовые постройки, по данным А. И. Антошкиной [2003], возникли в позднем ордовике (ныне – средний катий). Собственно, рифообразование в узком смысле этого термина началось и достигло максимума в прагиене. Сейчас это территория Западного Урала.

Если в ордовике–силуре дифференциация морского бассейна по глубине была очень незначительна, обособлялись лишь отмельные и несколько более глубоководные зоны, то в девоне, особенно позднем, в пределах шельфа Уральского палеоокеана на территории современной Печорской синеклизы разделение по глубине оказалось весьма значительным. Здесь существовало несколько достаточно глубоких депрессий с накоплением относительно глубоководных глинисто-кремнисто-карбонатных отложений (Ижма-Печорская, Верхнепечорская, Большесынинская, Денисовская, Хорейверская субмеридиональные и несколько отличающиеся по ориентировке Косью-Роговская и Коротаихинская впадины) и разделяющих их поднятий – отмелей (Печоро-Кожвинский, Колвинский мегавалы, валы Сорокина, Гамбурцева, гряды Чернова и Чернышова), где отлагались светлые

существенно биокластовые известняки (рис. 1). Именно эта дифференциация – подчеркнем: не только чисто тектоническая, но и палеогеоморфологическая – обусловила наряду с развитием биоты, в том числе рифостроителей, активное рифообразование.

На границе этих двух фациальных зон формировались краевые рифы асимметричного профильного сечения. Иногда в самих депрессиях тоже развивались одиночные относительно глубоководные симметричные рифы. Рифы обоих типов в ряде случаев содержат залежи нефти, поэтому подробно изучены и описаны (см., например, [Меннер и др., 1991]).

Среди асимметричных рифов, сформированных на склонах карбонатных отмелей, можно отметить франские рифы Северо-Командиршорской, Командиршорской площадей, рифы Сотчемью, Западно-Аресский, Северо-Аресский и др. Примером одиночных изолированных рифов является постройка Исаковской площади размером 6.5·4 км и др., а также “изолированные банки” – Сандивейская, Веякская, Седьягинская и др.

Соотношение отмелей – банок с карбонатонакоплением, обрамленных рифовыми постройками и относительно глубоководных зон, а также положение “внутрибассейновых” одиночных рифов в схематическом виде изображено на рис. 2, конкретный профильный разрез в качестве иллюстрации приведен на рис. 3, а более обширный материал есть в упомянутых публикациях.

Кроме рифов, созданных каркасными и вообще скелетными организмами (“истинных рифов” и “рифовых холмов” В. Кисслинга и Э. Флюгеля),

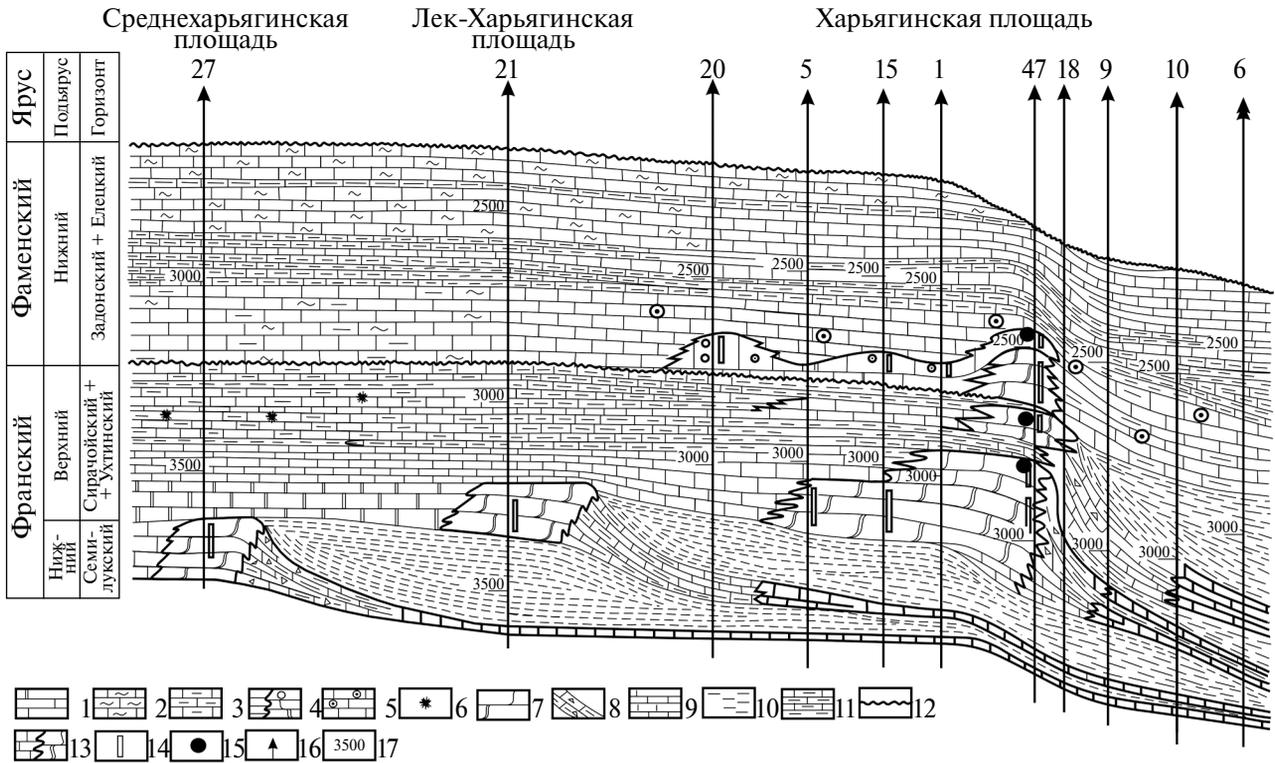


Рис. 3. Палеогеологический профиль Харьгинского участка асимметричной рифовой системы ([Меннер, 1989] с упрощениями)

1–5 – мелководно-шельфовая зона: 1 – карбонатные толщи, 2 – узловатые известняки, 3 – карбонатно-глинистые толщи и пачки, 4 – банки интракластовых известняков, 5 – онколитовые известняки; 6 – красноцветность; 7 – рифогенные образования; 8 – отложения предрифового склона; 9 – отложения депрессионных фаций; 10, 11 – толщи заполнения; 10 – глинистые, 11 – карбонатно-глинистые; 12 – поверхности размывов и стратиграфических перерывов; 13 – зоны резких литофациальных замещений; 14 – интервалы коллекторов; 15 – залежи нефти; 16 – разрезы скважин; 17 – глубина по скважине, м.

в палеозойском разрезе широко представлены морфологически выраженные постройки, известные как “иловые холмы”. Подобные образования фаменского яруса нередко надстраивают “истинные рифы” или, чаще, располагаются на их склонах. Последнее показано, в частности, на рис. 3.

Что касается глобального поздневизейско-серпуховского этапа рифообразования, то какие-либо достоверные сведения о нем непосредственно в пределах синеклизы отсутствуют. Не исключено, что это обусловлено в общем плоским, слабо дифференцированным рельефом дна покрывающих эту структуру морей, что никак не способствовало, а точнее, делало невозможным само рифообразование. Рифы этого возраста известны лишь в пределах Полярного Урала на границе синеклизы с палеоокеаном. Строителями этих рифов были мшанки, ругозы, водоросли. Здесь же обитали многочисленные фораминиферы, брахиоподы, криноидеи, микробные сообщества [Антошкина, 2003].

Сложнее обстоит дело с объектами последнего палеозойского – раннепермского этапа рифообразования. Дело в том, что в карбонатных отложениях этого возраста в пределах синеклизы открыта серия нефтяных месторождений, а нефтегазоносные карбонатные отложения очень часто без достаточных оснований, а нередко и вовсе без таковых, относят к рифовым. Залежи углеводородов в пермских отложениях этой провинции, действительно, локализованы в карбонатных органогенных породах с достаточно разнообразной биотой, в том числе рифостроящей. Однако такой важный и характерный геоморфологический показатель рифа, а именно наличие четко выраженного холмовидного облика карбонатных отложений, отсутствует. Все графические построения, отражающие существование морфологических геологических тел, выполняются со значительным искажением вертикального и горизонтального масштабов, что и создает видимость подобного холмовидного тела.

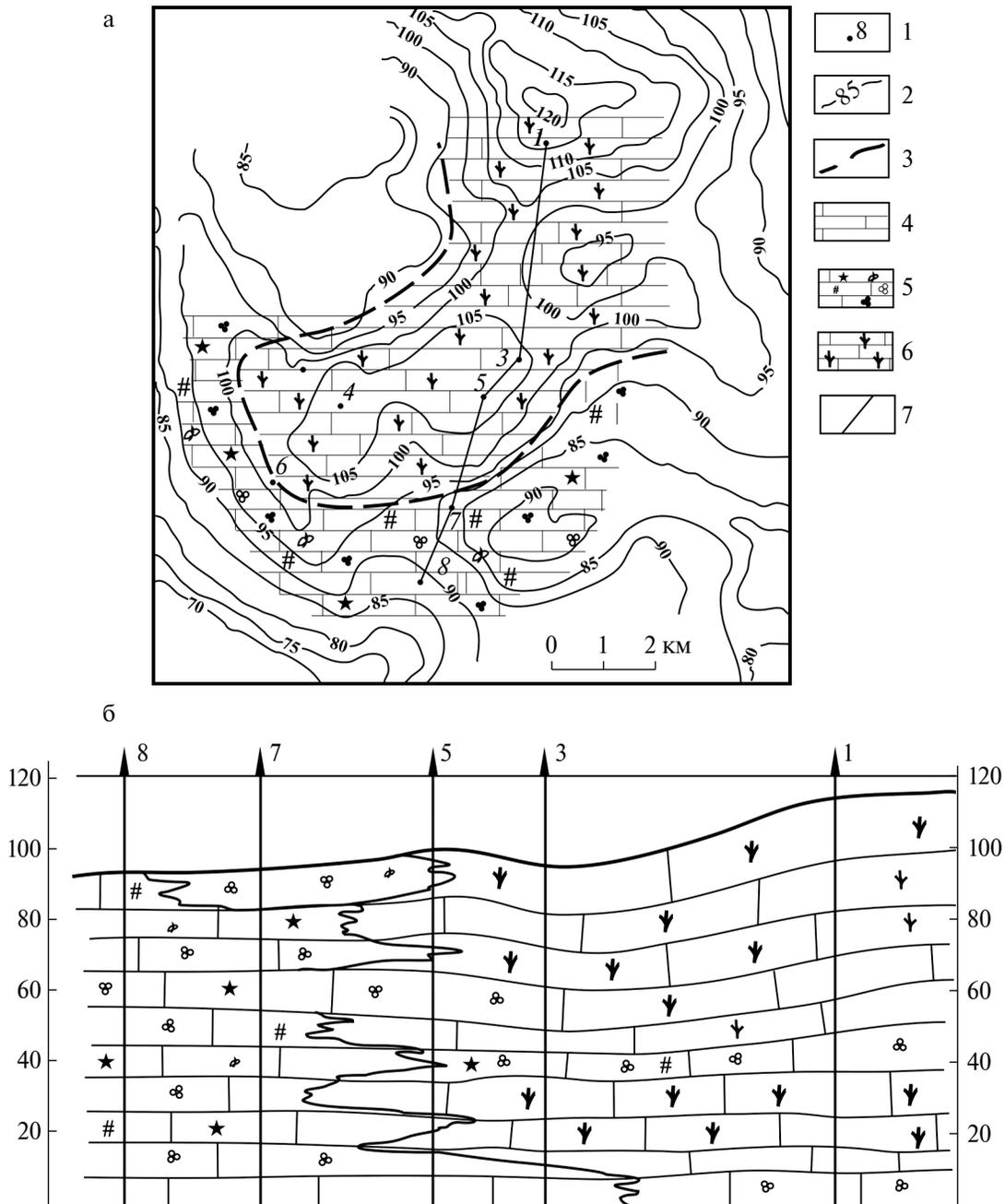


Рис. 4. Схематическая литолого-фациальная карта (а) и схематический литолого-фациальный профильный разрез (б) ассельско-сакмарских отложений северной части Колвинского магавала Печорской синеклизы ([Кузнецов, Оленова, 2012] с изменениями)

1 – скважины, 2 – изогипсы мощности ассельско-сакмарских отложений, 3 – граница фациальных зон, 4 – известняки микрозернистые с органогенным детритом, 5 – известняки биокластовые с яснокристаллическим кальцитовым цементом, микрозернистые с органогенным детритом, 6 – известняки биогермные, 7 – линия профильного разреза.

Значительные углы наклона карбонатного комплекса обусловлены практически двухсоткратным различием вертикального и горизонтального масштабов.

На самом деле это очень уплощенная линза, причем несколько большей мощности и с более обильными органическими остатками на поднятиях. Это нормальный итог обычной карбонатной седиментации, когда на более мелководных участках с большим освещением более активно развита флора, а отсюда и фауна. И, соответственно, широко развиты органогенные, в том числе биоморфные, разности известняков.

В качестве примера подобных образований на рис. 4 показано строение одного из участков северной части Колвинского мегавала.

В раннепермское время здесь существовала локальная тектоническая структура, которая морфологически была выражена наличием небольшой отмели, где в условиях большей освещенности более активно развивались фототрофные сообщества, а вместе с ними – и потребители. Естественно, в итоге это привело к активной карбонатной седиментации с образованием биоморфных и биогермных известняков, созданных сообществом тубифитов, различных водорослей, палеоаплизин, и, соответственно, их органогенно-обломочных разностей с обильными остатками фораминифер и разнообразного органогенного детрита. На склонах отмели в большей степени формировались детритовые и частично микрозернистые разности, что свойственно спокойным гидродинамическим режимам, реализующимся в склоновых обстановках с отсутствием при этом грубообломочных карбонатных пород. Морфологическое выражение подобных отмелей было крайне незначительно, углы наклона не превышали градуса. Другими словами, из трех, повторим, обязательных составляющих показателей рифов – наличия остатков соответствующих организмов, созданных ими литологических типов известняков и морфологического выражения в виде четко обособленных холмовидных карбонатных тел последний отсутствовал, а подобные тела можно отнести в лучшем случае к сильно уплощенным биостромным массивам.

Современная структура поверхности карбонатного комплекса нижней перми – это результат последующих тектонических процессов, которые и обусловили наличие поднятия и, повторим, тектонически обусловленное морфологическое выражение этого участка, амплитуда которого не менее чем в пять раз больше, чем это могло быть в результате процессов седиментации.

Таким образом, завершая рассмотрение процессов рифообразования в пределах Печорской синеклизы, следует констатировать, что

при отсутствии сколько-нибудь существенно-го субаквального рельефа рифовые сооружения в строгом значении этого понятия в пермское время здесь не формировались.

РИФЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Переходя к юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, следует сразу же отметить, что обсуждаются рифы не только самой Прикаспийской впадины и ее непосредственно бортового уступа, но, в определенной степени, и прилегающие к ней области Нижнего Поволжья и южной части Оренбургской области. Сама впадина рассматривается как краевое котловинное море Уральского палеоокеана [Кузнецов, 2000а, 2007].

Возможность развития рифов в этом регионе стала обсуждаться с начала шестидесятых годов прошлого века [Грачевский, 1961; Леонтьев, 1960] и практически тогда же были изучены и описаны одиночные среднедевонские образования на ее западном и северо-западном обрамлении [Машкович, Ваваева, 1962]. Это куполовидные, реже плосковершинные одиночные рифы верхов эйфельского и живетского ярусов, которые развиты среди относительно (подчеркнем: относительно!) более глубоководных отложений в терригенно-карбонатной платформенной (автохтонной, по работе [Шатский, 1960]) формации среднего девона. Существенно более интенсивное рифостроение как по распространенности, так и по мощности сооружений отмечено во франском веке, когда формировались рифы двух типов – в виде определенной цепочки на перегибе от мелководных к глубоководным областям и отдельных сооружений непосредственно в самой впадине. Среди первых можно отметить Бахметьевский, Жирновский, Западно-Линевский, Коробковский и другие по западному обрамлению впадины, одиночные изолированные рифы Котовский, Мирошниковский, Макаровский, Овражный, Петровский, Памятно-Сасовский и др. в западной части Прикаспийского котловинного моря [Новиков и др., 1988, 1994], а также рифы Рубежинско-Перелюбского залива этого моря [Вилесов, 2015; Вилесов и др., 2019].

Локализация отдельных рифов как асимметричных на бровке шельфа, так и одиночных относительно симметричных непосредственно в глубоководном бассейне, как правило, происходит на сводах местных тектонических структур, которые морфологически выражены

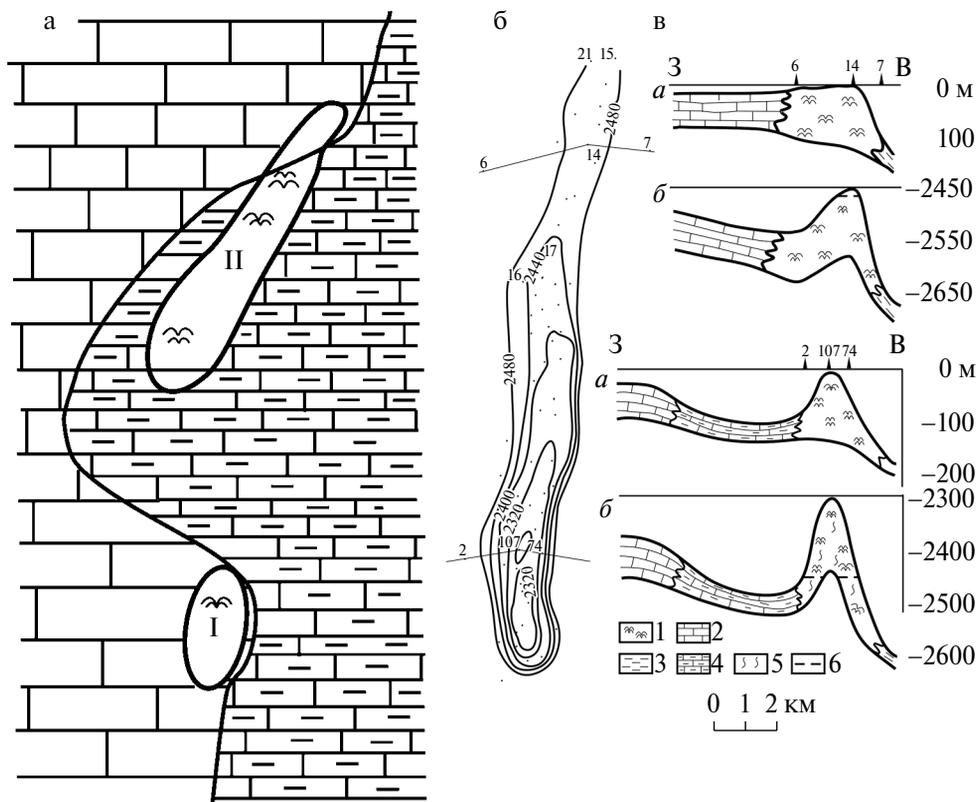


Рис. 5. Схематическая литолого-фациальная карта зоны развития рифов Новокоробковского (I) и Котовского (II) бортовой зоны Прикаспийской впадины (а), структурная карта кровли (б) и схематические профильные разрезы (в) евланово-ливенских отложений Котовского месторождения в – палеогеоморфологическое положение относительно уровня моря (а) и современное положение (б); 1 – рифы, 2 – мелководные известняки, 3 – глины, 4 – глинисто-карбонатные депрессионные отложения, 5 – трещиноватость, 6 – водонефтяной контакт.

в рельефе морского дна. В качестве примера можно указать верхнефранский Котовский риф (рис. 5), который сформировался на тектонической структуре, в общем, секущей бортовой уступ, и, соответственно, его осевая часть пересекает под острым углом бровку шельфа, а сам риф развит как на мелководной, так и в пределах глубоководной части водоема. На севере рифовая постройка тесно связана с мелководными шельфовыми отложениями. Южнее риф формировался уже в относительно глубоководной части водоема и морфологически четко отделяется от мелководного шельфа. В связи с этим в поперечном к простиранию рифа сечении на севере риф незначительно возвышался над дном мелководного шельфа, а на юге уже отделен от него существенно более глубоководным заливом, в котором формировались кремнисто-карбонатно-глинистые депрессионные отложения. Таким образом, этот риф с одной стороны, является краевым, прислоненным к мелководной части

водоема и обрамляющий глубоководный бассейн, а с другой – уже внутрибассейновым, значительно выдвинутым в бассейн и окруженным со всех сторон глубоким морем. Современная же структура поверхности определяется в значительной степени последующими тектоническими движениями.

Фаменские постройки в виде иловых холмов известны по обрамлению котловинного моря на бровке шельфа, где они обычно “надстраивают” франские рифы. Подобные образования вскрыты бурением на Воскресенской, Романовской, Ерусланской, Ершовской, Саратовской и других площадях в пределах Саратовского Поволжья [Яцкевич, 1975].

Сложнее обстоит дело с девонскими рифами восточной и, тем более, центральной части Прикаспийского котловинного моря. Они либо развиты в виде одиночных глубоко погруженных ныне внутрибассейновых образований и пока

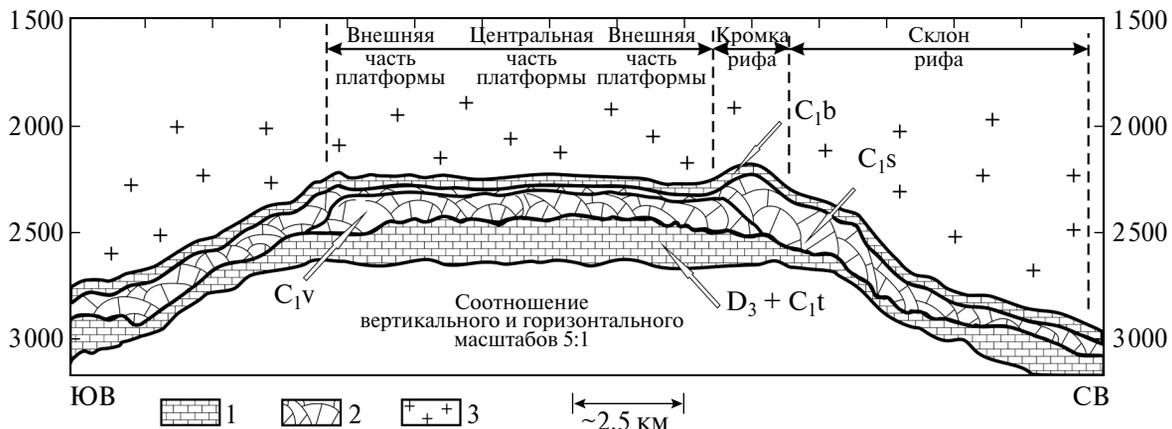


Рис. 6. Стратиграфический профильный разрез одиночного симметричного рифа Тенгиз ([Kenter et al., 2006] с изменениями)

1 – нерифовые известняки; 2 – рифовое сооружение; 3 – соленосная толща.

не зафиксированы сейсмическими работами, либо их формирование на бровках мигрирующих к востоку блоков современного Устюрта было ограничено и не установлено. Не исключено, что подобные асимметричные постройки на западном обрамлении карбонатного шельфа все же были на площадях Кенкияк и Жанажол, но это требует специального дополнительного исследования.

Более подробное описание девонского рифообразования Прикаспийской впадины и ее обрамления дано в работах [Кузнецов, 2000а, б, 2007; Кузнецов, Журавлева, 2018].

Следующий глобально выраженный цикл палеозойского рифообразования – поздневизейско-серпуховской – в пределах Прикаспийского котловинного бассейна выражен уже весьма отчетливо и, видимо, наиболее внятно для всей Восточно-Европейской платформы.

С этими образованиями на востоке впадины связаны крупные месторождения углеводородов, поэтому исследуются казахстанскими геологами в содружестве со специалистами западноевропейских и американских компаний, что обусловило определенное терминологическое своеобразие при характеристике и описании этих образований. В частности, атоллы и атолловидные сооружения сейчас фигурируют как изолированные платформы с рифовым обрамлением, что, однако, никак не меняет сути явления.

Кроме изолированных внутрибассейновых рифов имеются и асимметричные рифы, осложняющие, в частности, северный бортовой уступ. Таковы, например, рифовые постройки Ростошинской и Дарьинской площадей, а также

Лободинской, Западно-Ровенской, Ершовской, Южно-Ершовской, Карпенской и других площадей западного обрамления Прикаспийского котловинного моря. Рифостроителями этих объектов, равно как и внутрибассейновых рифов, были разнообразные водоросли и мшанки, обильны также остатки других скелетных организмов.

В северной прибортовой зоне расположено крупное газоконденсатное месторождение Карачаганак в пределах одноименного рифа. Это сооружение начало формироваться на бровке карбонатного шельфа Восточно-Европейской платформы в среднем вize – серпухове и представляло собой крупный атолловидный риф общей мощностью порядка 600 м и площадью около 300 км². Сооружение имеет субширотное простираение, в целом параллельное отмеченной карбонатной бровке. Главными строителями были разнообразные водоросли и мшанки с обильными остатками других организмов – фораминифер, иглокожих, брахиопод и др. Средний и поздний карбон – время перерыва мелководного осадконакопления практически по всей акватории Прикаспийского бассейна.

На востоке и юго-востоке в это время формировалась серия крупных изолированных рифов – Тенгиз, Королевский, Каратон, Башенколь и др. В качестве примера на рис. 6 показано профильное сечение Тенгизского массива, размеры которого примерно 17·23 км и который, как отмечено ранее, использует западную терминологию. Этот объект сейчас называется карбонатной платформой, причем несколько разного строения в разных стратиграфических интервалах. Визейские биогермные известняки

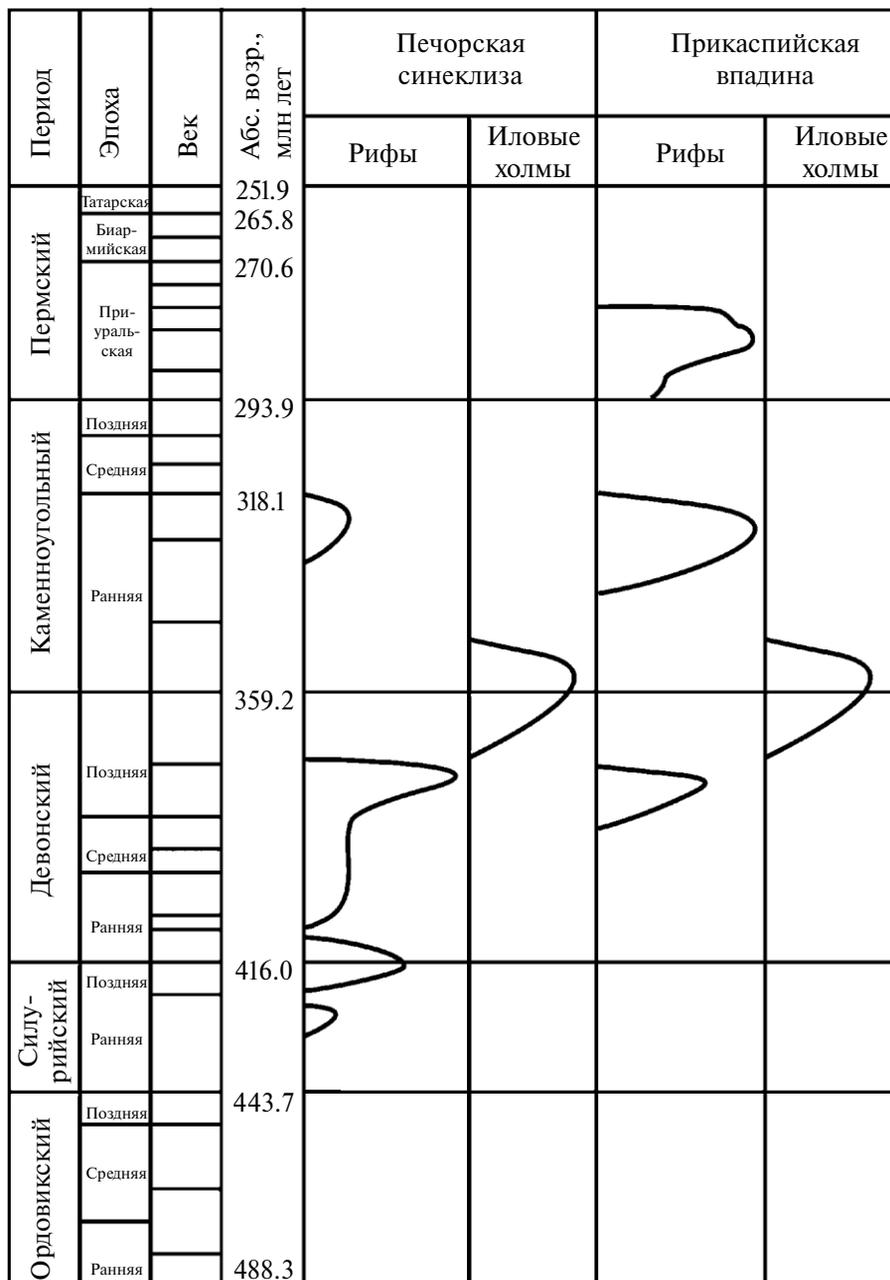


Рис. 7. Стратиграфическое распределение рифов и иловых холмов Печорской синеклизы и Прикаспийской впадины

(“столовый” риф) покрывают всю изолированную платформу, а в серпухове сформировались, по крайней мере, две фациальные области – собственно рифовое обрамление и внутририфовая лагуна (см. рис. 6).

Наконец, завершающий палеозой, опять-таки глобальный этап интенсификации рифообразования, – позднекаменноугольно-раннепермский,

или, более узко и конкретно, ассельско-сакмарский – широко представлен в Прикаспийской впадине. Это прежде всего серия рифов западной и северной бортовой зоны – Сарпинско-Тингутинский, Карпенский, Краснокутский, Ершовский и Южно-Ершовский, Ждановский, Мавринский, Лугово-Пролейский, Токаревский, Цыганковский, Гремяченский, Ростошинский, Северо-Карповский, Дарьинский, Федоровский

и др. [Васильев и др., 1973; Кузнецов, Хенвин, 1969; Исканиев и др., 2019; Урусов и др., 1965 и др.]. В самой впадине, что важно, в виде изолированного сооружения формировался риф на площади Кара-чаганак, надстраивая атолловидное сооружение виле-серпуховского времени.

Следует отметить, что кроме самого Прикаспийского котловинного моря и бровки ограничивающих его шельфов, небольшие одиночные рифы формировались и в пределах самих обрамляющих глубоководное море шельфов. Таковы, например, рифы Приволжской моноклинали западного шельфа Прикаспийского глубоководного моря – Уметский, Южно-Уметский, Антиповский [Кузнецов, Хенвин, 1967, 1969].

К середине артинского века началось замыкание Уральского палеоокеана и формирование Уральского складчатого комплекса и горных сооружений. Одновременно складчатость и горообразование на юге привели к образованию кряжа Карпинского и горно-складчатых сооружений Мангышлака, что в целом изолировало краевое Прикаспийское котловинное море Палеоазиатского океана, или, в глобальном масштабе, Палеотетиса. Следствием этого стало прекращение водообмена с Мировым океаном, резкое повышение солености, и, по сути дела, с артинского века биогенное карбонатонакопление, в частности рифообразование, здесь прекратилось.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РИФОСТРОЕНИЯ ДВУХ РЕГИОНОВ

Прежде чем начать сравнение и обсуждение рифов и характера рифообразования Печорской синеклизы и Прикаспийской впадины, следует кратко повторить сведения об этих структурах или, точнее, их происхождении. Последнее особенно касается Прикаспийской впадины, относительно возникновения и истории развития которой существует несколько схем. Без повторов и комментариев этих представлений в нашей работе принят вариант происхождения впадины за счет раскола и выдвигания жесткого блока [Кузнецов, 1998, 2000а].

В раннем палеозое, точнее, видимо, в ордовике, произошел раскол континентального блока (одно из названий которого – Скифия) и начал формироваться Палеоазиатский и, как часть его, Уральский палеоокеан. При этом в северной и центральной частях (в современном положении) Восточно-Европейской платформы это отделение произошло по более или менее прямой линии, а на юге – по системе трехлучевых

разломов – Пачелмского авлакогена, субширотного Новоалексеевского и субмеридионального Сарпинского авлакогенов (по некоторым авторам, см., напр., [Крылов и др., 1964]) произошло выдвигание жесткого блока, каким стал Устюртский массив, и на этом месте возникла глубоководная впадина – краевое котловинное море Уральского палеоокеана. О связи этого моря с палеоокеаном свидетельствует, например, наличие на западном борту Прикаспийской впадины девонской фауны Уральского типа [Карпов и др., 1959, 1962].

Одним из следствий подобного выдвигания жесткого блока Устюрта было резкое снижение вертикальной нагрузки и, как следствие, согласно законам изостазии, общий подъем юго-восточной окраины платформы. Последнее обусловило смыв осадочного чехла, который к тому времени здесь образовался, денудацию кровли кристаллического фундамента, и этот материал, хотя бы частично, заполнил образовавшуюся впадину, которая к девону, когда осадконакопление на платформе возобновилось, оставалась глубоководной.

Таким образом, на юго-востоке Восточно-Европейской платформы существовало глубоководное котловинное краевое море, непосредственно связанное с Уральским палеоокеаном или, в более общей форме, Палеотетисом и обрамляющие это море шельфы. Рифообразование в той или иной форме с той или иной интенсивностью осуществлялось в самом море в его глубоководной части, по бровкам обрамляющего его шельфа, а также на самом шельфе.

В полном соответствии с глобальной историей рифообразования интенсификация последнего происходила в среднем девоне – фране, но последнее, как отмечено ранее, известно пока только на западе Прикаспийской впадины, а также в позднем виле – серпухове и ранней перми.

Принципиально иная картина на северо-востоке платформы, в пределах Печорской синеклизы, которая представляла собой шельф Уральского палеоокеана, иногда в той или иной степени дифференцированный по глубине. В раннем палеозое это был в целом очень мелководный и мало меняющийся по глубине водоем, что не способствовало формированию рифов. Однако они формировались на окраине шельфа в позднем ордовике, позднем аэроне, позднем венлоке – раннем лудфордии, позднем лохкове – прагиене – раннем эмсе.

В девоне ситуация поменялась. Дифференцированные тектонические движения привели к довольно резкому расчленению рельефа дна Печорского бассейна с образованием разнородных структур — впадин и разделяющих их поднятий (подробнее см. ранее). На границе этих структур формировались линейно-вытянутые краевые рифы асимметричного поперечного сечения, реже развивались одиночные рифы внутри отмеченных депрессий.

Вообще конец девона — начало карбона — время активизации тектонических движений и, соответственно, разделения по глубине субаквального рельефа всей восточной половины Восточно-Европейской платформы. Вне рассмотренных здесь Печорской синеклизы и Прикаспийской впадины в пределах разделяющей их Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в это время была сформирована система Камско-Кинельских прогибов с глубоководным осадкообразованием в позднем девоне — турне, с их рифовым обрамлением и одиночными рифами внутри этих прогибов.

Если, как только что отмечено, в позднем девоне разнонаправленные тектонические движения обеспечили значительную дифференциацию глубин, покрывающих восток платформы морей, что, в числе прочего и определило наличие здесь рифов, то в начале карбона ситуация стабилизировалась, дифференциация морского дна отсутствовала, соответственно, не развивалось и рифообразование.

Следующий глобальный цикл рифообразования — поздневизейско-серпуховской — четко проявился лишь в Прикаспийском море и его обрамлении. В Печорской синеклизе к тому времени субаквальный рельеф был, видимо, достаточно плоским, более или менее глубоководные участки водоема отсутствовали, и рифообразование в виде морфологически выраженных тел не развивалось. Однако в пределах Печорского Урала, Пайхойско-Новоземельской области, севера Восточного Урала они существовали [Кузнецов, Антошкина, 2005].

Выходя за географические рамки нашего сообщения, можно отметить, что визейско-серпуховской этап рифообразования был реализован, в отличие от северо-восточного угла платформы, в частности в пределах Донбасса, где существовал дифференцированный по глубине бассейн, что при наличии соответствующей биоты и определило наличие рифов [Кузнецов и др., 1978]. Это еще один убедительный пример того, что для рифообразования необходим комплекс

условий, в том числе геоморфологическая дифференциация и наличие расчлененного по глубине водоема.

Аналогичная ситуация отмечается и для конца карбона — ранней перми. В Прикаспийской впадине — краевом котловинном море, на его бровках и частично на шельфе шло активное рифообразование, в то время как при существенно сглаженном рельефе Печорской синеклизы морфологически выраженных рифов в строгом понимании этого термина не было, существовали обширные слабо выраженные отмели, где накапливались карбонатные отложения существенно биоморфной и биокластовой структуры.

Таким образом, одно из трех обязательных условий рифообразования — наличие расчлененного субаквального рельефа — в Печорской синеклизе было реализовано только в девоне, что и определило развитие рифов только в этот период. В прилегающих же районах Урала, где субаквальный рельеф был дифференцированным, рифообразование началось раньше.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность анонимному рецензенту за сделанные замечания, учет которых немало способствовал более четкому изложению позиции авторов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИПНГ РАН (тема № 122022800270-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А. И.* Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
- Васильев Ю. М., Кузнецов В. Г., Пименов Ю. Г., Прошляков Б. К.* Новые данные о строении среднего-верхнего карбона — нижней перми северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины // Известия АН СССР. Сер. геол. 1973. № 11. С. 88–97.
- Вилесов А. П.* Верхнефранские рифы вахитовского типа (Оренбургская область): история формирования, особенности строения // Материалы VIII Всероссийского литологического совещания “Эволюция осадочных процессов в истории Земли”. Москва, 27–30 октября 2015 г. М.: РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2015. С. 26–30.

- Вилесов А. П., Никитин Ю. И., Ахтямова И. Р., Широковских О. А.* Франские рифы рыбкинской группы: фациальное строение, этапы формирования, нефтеносность // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2019. № 7. С. 4–22.
- Грачевский М. М.* О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия // Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геол. 1961. № 11. С. 16–18.
- Жемчугова В. А., Маслова Е. Е.* Фациальный контроль пространственного распределения коллекторов нижнедевонских отложений восточного борта Хорейверской впадины (Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн) // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 28–47.
- Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с.
- Журавлева И. Т., Космынин В. Н., Кузнецов В. Г. и др.* Современные и ископаемые рифы. Термины и определения / Справочник. М.: Недра, 1990. 184 с.
- Журавлева Л. М.* Влияние биотического кризиса на границе франа–фамена на рифообразование в пределах Печорской синеклизы // Известия вузов. Геология и разведка. 2017. № 1. С. 30–36.
- Ивановский А. Б., Космынин В. Н., Кузнецов В. Г. и др.* Этапность рифообразования в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 19–23.
- Исказиев К. О., Хафизов С. Ф., Ляпунов Ю. В. и др.* Позднепалеозойские органогенные постройки Казахстанского сегмента Прикаспийской впадины. М.: ЛЕНАРД, 2019. 250 с.
- Карнов П. А., Ляшенко А. И., Нечаева М. А., Шевченко В. И.* Брахиоподы Уральского типа в девонских отложениях Сталинградской области // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 2. С. 359–361.
- Карнов П. А., Назаренко А. М., Нечаева М. А., Шевченко В. И.* Стратиграфия девонских отложений Доно-Медведицкого вала и Терсинской депрессии // Тр. Волгоград. НИИ нефтяной и газовой промышленности. Вып. 1. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 17–38.
- Крылов Н. А., Авров В. П., Голубева З. В.* Геологическая модель подсолевого комплекса и Прикаспийской впадины и нефтегазоносность // Геология нефти и газа. 1994. № 6. С. 35–39.
- Кузнецов В. Г.* Эволюция и цикличность палеозойского рифообразования в пределах России и смежных государств // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 2. С. 115–126.
- Кузнецов В. Г.* Палеозойское карбонатонакопление в Прикаспийской впадине и ее обрамлении // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 5. С. 404–503.
- Кузнецов В. Г.* Некоторые особенности развития Прикаспийской впадины // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: Наука, 2000а. С. 81–88.
- Кузнецов В. Г.* Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. М.: ГЕОС, 2000б. 228 с.
- Кузнецов В. Г.* Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
- Кузнецов В. Г.* Палеозойские рифы Прикаспийской впадины и их нефтегазоносность. Статья 1. Геологическое развитие Прикаспийской впадины и распространение рифов // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 2. С. 6–14.
- Кузнецов В. Г., Абражевич Э. В., Слюсаренко В. И.* Нижнекаменноугольные рифовые образования Северного Донбасса и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1978. № 7. С. 42–45.
- Кузнецов В. Г., Антошкина А. И.* Поздневизейско-серпуховский этап палеозойского рифообразования: география, строение, особенности // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. № 4. С. 61–77.
- Кузнецов В. Г., Журавлева Л. М.* Фации отмели среди отложений овинпармского горизонта лохковского яруса. Нижний девон, Тимано-Печорская синеклиза // Литосфера. 2014. № 4. С. 22–35.
- Кузнецов В. Г., Журавлева Л. М.* Девонское рифообразование в обрамлении Прикаспийской впадины // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 5. С. 432–443.
- Кузнецов В. Г., Журавлева Л. М.* Цикличность палеозойского рифообразования разных порядков // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 4. С. 26–36.
- Кузнецов В. Г., Оленова К. Ю.* Нижнепермские отложения северной части Колвинского мегавала (Тимано-Печорская плита) – литология, условия образования, строение резервуаров нефти и газа // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 4. С. 376–398.
- Кузнецов В. Г., Хенвин Т. И.* Некоторые черты геологического строения Южно-Уметского рифа (Нижнее Поволжье) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. № 2. С. 21–25.
- Кузнецов В. Г., Хенвин Т. И.* К палеогеографии ранней перми Волгоградского Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 10. С. 127–135.
- Леонтьев В. М.* Возможность обнаружения рифов в карбонатной толще франского яруса в северной части Сталинградской области // Геология нефти и газа. 1960. № 10. С. 13–17.
- Машкович К. А., Ваваева Л. Н.* Среднедевонские рифовые массивы на территории Саратовского Поволжья // Геология нефти и газа. 1962. № 10. С. 47–50.
- Меннер В. В.* Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989. 133 с.
- Меннер В. В., Саяпина Л. С., Баранова А. В., Шувалова Г. А.* Региональные особенности размещения рифо-

генных образований и новая модель литофациальной зональности во франских и нижнефаменских толщах Хорейверской впадины // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГиРГИ, 1991. С. 56–72.

Новиков А.А., Саблин А.С., Махонин В.М. и др. Новые данные о распространении рифогенных формаций Волгоградского Поволжья, классификация рифов и вопросы методики их поисков // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 1988. № 6. С. 2–9.

Новиков А.А., Анисимов К.П., Саблин А.С. Перспективы открытия новых месторождений нефти во внутренней части Уметовско-Линевской депрессии // Геология нефти и газа. 1994. № 3. С. 16–19.

Урусов А.В., Кетат О.Б., Кольцова В.В. Об открытии рифовых фаций в пермских отложениях Нижнего Поволжья // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160. № 5. С. 1168–1171.

Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3–23.

Яцкевич С.В. Рифогенные образования девона Саратовского Поволжья // Литология и палеогеография рифогенных массивов. М.: Наука, 1975. С. 86–93.

Kenter J.A., Harris P.M., Collins J.E. et al. Late Visian to Bashkirian Platform Cyclicity in the Central Tengiz Buildup, Precaspian Basin, Kazakhstan: Deposition Evolution and Reservoir Development // Giant Hydrocarbon Reservoirs of the World from Rocks to Reservoir Characterization and Modeling // AAPG Memoir 88. SEPM Special publication. 2006. P. 7–54.

Kiessling W., Flügel E., Golonka J. Paleoreef Maps: Evaluation of a reef Comprehensive Database on Phanerozoic Reefs // AAPG Bull. 1999. V. 83. № 10. P. 1552–1587.

Kiessling W., Flügel E. Paleoreefs – Database on Phanerozoic Reefs // Phanerozoic Reef Patterns. SEPM Special publication. 2002. № 72. P. 77–92.

PALEOZOIC REEF FORMATION IN THE PECHORA SYNECLISE AND THE CASPIAN BASIN – A COMPARATIVE ANALYSIS

V. G. Kuznetsov^{1, 2, *}, L. M. Zhuravleva^{1, **}

¹National University of Oil and GAS “Gubkin University”,
Leninsky prosp., 65, Moscow, 119991, Russia

²Oil and Gas Research Institute RAS, Gubkina str., 3, Moscow, 119333, Russia

* e-mail: vgkuz@yandex.ru

** e-mail: zhurawlewa.lilia@yandex.ru

In the two marginal depressions of the East European Platform, the Pechora syncline and the Caspian depression, reef formations are widely represented, but the stratigraphic intervals of their development are far from equal. In the Pechora syncline, reef formation began in the second half of the Llandoveryan, reached its maximum in the Frasnian and was replaced by the development of reef hills in the Famennian. The structures are represented both as asymmetric reefs framing the shallow zones at their boundary with relatively deep paleobasins and in the form of single structures within the latter. The reefs of the next global maximums, the Late Visian-Serpukhovian and Lower Permian, are developed only marginally at the boundary with the Ural paleocean and its relic, the Pre-Urals foreland basin.

In the Caspian basin, reefs of all three global maxima of development are present, and there are both asymmetric reef systems framing the shelf edges and symmetric intra-basin isolated structures.

Such difference is due to the different paleogeomorphological type of the basins. The Caspian basin was sharply differentiated in depth throughout the Middle and Late Paleozoic, which led to the formation of reefs rising above the bottom of these basins. In the Pechora syncline, depth differentiation of the basins occurred only in the late Devonian. Generally weakly dissected shallow seas of the Visian-Serpukhovian and early Permian did not provide conditions for the formation of powerful reefs protruding above the seafloor. The latter were formed only on the edge of the Ural paleocean, and in the Permian – on the edge of the Pre-Ural foreland basin.

Keywords: Pechora syncline, Caspian depression, shelf-edge reef, isolated intra-basin reef