

8. Титоренко Т. Н., Горина. О. В. Микропалеонтология: учеб.-метод. пособие. – Иркутск: изд-во Иркут. гос. ун-та, 2011. – 144 с.: ил.

9. Jakobsen, S.L. Extraction of calcareous macrofossils from the Upper Cretaceous White Chalk and other sedimentary carbonates in Denmark and Sweden: the acid-hot water method and the waterblasting technique //Palaeontologia Electronica. – 2004. – N 7 (4). – 11 p.

10. Nielsen, J.K. & Jakobsen, S.L. Extraction of calcareous macrofossils from the Upper Cretaceous White Chalk and other sedimentary carbonates in Denmark and Sweden: the acid-hot water method and the waterblasting technique //Palaeontologia Electronica. – 2004. – N 7 (4). – 11 p.

11. Osorio R. Ostracoda from the Navidad Formation (Miocene) //Chile. Journal of the Faculty of Sciences. – Hokkaido University. – 1978. – V.IV (18). – N 1-2. – PP.57-84.

12. S. Crasquin-Soleau, D. Vaslet, and Y. M. Le Nindre. Ostracods as markers of the Permian: Triassic boundary in the Khuff Formation of Saudi Arabia //Palaeontology. – 2005. – N 48(4). – PP/853-868 [M. Clapham/M. Clapham].

13. Thomas, F.C. и Murney, M.G. Techniques for extraction of foraminifers and ostracodes from sediment samples Can. Tech. Rep. Hydrogr. //Ocean Sci. – 1985. – N 54. – V.I. – 24 p.

14. Vodrazka R. A new method for the extraction of macrofossils from calcareous rocks using sulphuric acid //Palaeontology. – 2009. – V.52. – pt.1. – P.187-192: ill. – Bibliogr.: PP.191-192.

УДК 551.736.1(470.4/.5)

## РАННЕПЕРМСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ПЛАТФОРМЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

© 2012 г. П.Д. Кухтинов  
ООО "Газпром ВНИИГАЗ"

Пермский период развития Прикаспийской синеклизы привлекает особое внимание тем, что на это время приходится завершение процесса формирования одноименной глубокой некомпенсированной впадины (ассельский, сакмарский, артинский, частично кунгурский века) и начало ее последующей компенсации, начавшейся в кунгурское время и продолжившейся в триасе. Предшествующими исследованиями было установлено широкое, почти повсеместное распространение на территории Прикаспийской впадины разнофациальных пермских отложений, хотя наиболее полно они были изучены в пределах прибортовых зон, где вскрывались многочисленными скважинами в процессе проведения нефтегазопромысловых работ. В центральной части впадины предполагается их присутствие в составе так называемого надверейского

комплекса заполнения, непосредственное изучение которого пока малодоступно из-за значительной глубины залегания. В данной работе затрагиваются вопросы, связанные с карбонатными отложениями нижней (подсолевой) перми периферийных областей впадины, формирование которых происходило в различной геодинамической обстановке.

В пределах северо-западного сегмента прибортовой зоны впадины, протягивающегося от Волгограда до Оренбурга на расстояние свыше 800 км, обычно выделяются три подзоны – бортовая, внешняя и внутренняя прибортовые, которые характеризуются различными типами разрезов нижнепермских отложений [1].

Внешняя прибортовая подзона характеризуется развитием относительно мелководных слоистых карбонатных отложений

нижней перми мощностью до 300 м и коррелируется с весьма обширным по площади палеошельфом. В отдельных разрезах и на различных уровнях (особенно часто в верхах артинского и в нижней части кунгурского ярусов) присутствуют ангидриты. Эти отложения широкой полосой прослеживаются на север вдоль Урала. Условной границей их распространения в этом направлении можно считать полосу развития положительных структур Волго-Уральской антеклизы (Токмовского, Южно-Татарского сводов), где отмечается уменьшение мощности нижнепермских отложений, выпадение некоторых элементов разреза, вызванное обмелением, появление сульфатных пород.

В восточном направлении (юго-восточная часть Бузулукской впадины (прогиба) и Соль-Илецкого выступа – Чинарёвская, Ташлинская, Кошинская, Иртекская, Филипповская, Нагумановская и другие площади) наблюдается большее разнообразие типов карбонатных пород, заметное увеличение мощности отложений (до 600-800 м), обогащение их мергелями и терригенными породами, связанное, вероятно, с приближением к Уралу.

Распространение шельфовых отложений в западном направлении ограничивалось береговой линией (в пределах между речья Дона и Волги, склонов Воронежской антеклизы), в юго-западном – в сторону обширной области палеодельты, развитой на территории Днепровско-Донецкой впадины – они постепенно замещаются мощными, преимущественно терригенными отложениями с прослоями карбонатных, сульфатных, галогенных и угленосных пород.

Подобное, значительное по размерам и мощности геологическое тело, представленное генетически связанными, относительно мелководными слоистыми известняками, пространственно замещающимися отложениями другого состава и генезиса, соот-

ветствуют такому понятию, как *карбонатная платформа* (Кп) [2]. Ее формирование было возможным в условиях выровненного рельефа дна, устойчивого погружения, компенсированного накоплением карбонатных илов и песков, и глубин до 50-70 м. Выровненный рельеф дна был унаследован от предшествующего времени (девона и карбона). О малой глубине палеобассейна свидетельствует широкое развитие зеленых и сине-зеленых водорослей, обитающих обычно в пределах литорали и неглубоких участков сублиторали, то есть в пределах эвфотической зоны, обеспечивающей растениям процесс фотосинтеза. Только красные и багряные водоросли могли обитать в более глубоководных зонах сублиторали (до 100-120 м).

В соответствии с классификацией Б.И. Чувашова [2], данная Кп может быть отнесена к типу *клиновидных*, характеризующихся резким различием в мощностях у противоположных краев. Ограничением ее со стороны палеобассейна являются рифовые сооружения бортовой подзоны впадины, мощность которых достигает 700 м. Граница современного распространения нижнепермских отложений не может быть идентифицирована с береговой линией, поскольку в предмезозойское время они на значительной территории были полностью или частично смыты, и краевые фации (терригенные, сульфатные) здесь не сохранились. Нижняя граница Кп фиксируется местами на периферии наличием прослоев терригенных пород, глин или глинистых известняков, свидетельствующих о некотором падении уровня вод палеобассейна в начале раннепермской эпохи. Вероятность этого события подтверждается также выпадением из разреза нижнеассельских отложений в пределах бортовой подзоны и верхней части континентального склона.

В узкой бортовой подзоне развит рифовый тип разреза. Рифы образуют естествен-

ное ограничение внешнего края шельфа – барьер, имеющий, вероятно, прерывистое распространение. Разрезы этого типа сложены преимущественно биогенными разностями известняков – фузулинидово-водорослевыми, мшанково-водорослевыми, водорослевыми (тубифитовыми), органогенно-обломочными и доломитами, общей мощностью до 700 м. В строении разрезов обычно наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность, отражающая различие фациальных обстановок (фаций рифового ядра, рифового плато, лагуны, предрифового обломочного шлейфа, соприкасающегося с более глубоководными образованиями) и влияние трансгрессивных и регрессивных тенденций в развитии палеобассейна. Поверхность рифовых массивов довольно круто (до 30-45 °) погружается в сторону палеобассейна, образуя высокоамплитудный уступ или прямую клиноформу, четко отображаемую на временных сейсмических разрезах МОГТ характерными аномалиями волнового поля [3].

В непосредственной близости от южного (рифового) ограничения описанной Кп располагается одиночный рифовый (атоллоподобный) массив Карачаганак, который слагают рифогенные отложения – массивные биогермные породы тубифитового, мшанково-тубифитового, кораллового состава с прослоями биоморфных, биоморфно-детритовых известняков и вторичных доломитов мощностью до 800 м (скв.6), несогласно залегающие на каменноугольных – серпуховских или башкирских породах. Между массивом и краем шельфа располагается зона глубоководной седиментации, поэтому нижнепермская часть разреза представляется в виде самостоятельной карбонатной *микроплатформы*, формирование которой также связывается с мелководной обстановкой, стабильным опусканием дна бассейна, компенсируемым осадконакоплением. Эта микроплатформа ограничена со

всех сторон одновозрастными глубоководными отложениями. Нельзя не отметить то обстоятельство, что залегают нижнепермский массив не непосредственно на размытой поверхности пород нижне-среднего карбона, а на маломощной пачке глубоководных, вероятно, отложений – туффопесчаников (скв.19 и 20), темноцветных битуминозно-глинистых известняков, аргиллитов средне-позднекаменноугольного возраста.

Внутренняя прибортовая подзона отождествляется в настоящее время с континентальным склоном пассивной окраины Русской платформы. В ее пределах происходит уменьшение мощности карбонатных отложений, четко зафиксированное на многочисленных сейсмопрофилях, формирование несогласий внутри разреза вследствие неотложения и гравитационного перемещения осадков на большую глубину, образование относительно глубоководных карбонатных пород в верхней части склона, ниже – гемипелагических осадков, заключающих обломки разновозрастных переотложенных пород мелководного генезиса. На протяжении всей этой подзоны отмечаются характерные признаки развитых здесь отложений [4]: тончайшая микрослойчатость, высокая плотность и крепость пород, их темный цвет, наличие аутигенного кремнезема в карбонатных разностях, повышенная битуминозность, присутствие пирита, преобладание планктонной фауны над бентосной. На отдельных участках среди преобладающих темноцветных в различной мере кремнистых и битуминозных известковистых доломитов отмечаются слои с обломками мелководных карбонатных пород, содержащих остатки разновозрастной фауны, сцементированные кремнисто-битуминозным материалом. Дефицит палеонтологических данных, находящихся *in situ*, не позволяет достоверно определить стратиграфический объем этих отложений. Приведенная характеристика

отложений позволяет относить их к глубоководной (гемипелагической) кремнисто-карбонатной (силицитовой) формации.

Далее вглубь впадины по сейсмическим данным выделяется толща заполнения, в составе которой предполагается присутствие маломощных нижнепермских глубоководных отложений, в том числе коррелятивных всем хиатусам, которые имеются в разрезе бортовой подзоны.

В пределах Актюбинско-Астраханской зоны верхнепалеозойских поднятий (восточная и юго-восточная прибортовые зоны Прикаспийской впадины) субмеридионально, на расстоянии около 200 км (от Восточного Жаназола до Южно-Эмбенского поднятия) прослеживается узкая (4-17 км) полоса развития карбонатных пород нижней перми мощностью до 958 м. Местами они размыты на значительную глубину и несогласно перекрыты юрой. Карбонатные отложения представлены ассельским и сакмарским ярусами [5] и имеют согласную границу с верхним карбоном (скв.Г-3 Восточный Тортколь).

В строении разрезов этой зоны преобладают слоистые образования мелководного (шельфового) типа, формировавшиеся под влиянием расположенного поблизости источника сноса обломочного материала. Это известняки светло-серые, массивные, органогенно-обломочные, органогенные – фораминиферовые, водорослевые, мшанково-криноидные, прослоями псевдобрекчиевые, глинистые, окремненные, доломитизированные, иногда доломиты, аргиллиты, алевролиты, в верхней части – ангидриты. Предполагать широкое развитие здесь рифовых образований препятствует наличие довольно частых прослоев аргиллитов, реже алевролитов и даже гравелитов, конгломератов (Оргатау-Сарыбулак) при недостаточном участии рифогенных образований. Последние развиты вдоль западного склона, обращенного в сторону палеобассейна –

по аналогии с Кп северо-западного обрамления Прикаспийской впадины. Здесь в разрезах присутствуют известняки и вторичные доломиты с остатками колоний кораллов, скоплениями остатков мшанок, морских лилий, водорослей, слагающие органогенные постройки типа биостромов, биогермов.

По абсолютному преобладанию длины по отношению к ширине описываемые отложения отнесены к *карбонатной платформе линейного типа*, характерной для подвижных поясов [2]. Образование ее происходило в условиях мелководья на горстовидных удлинённых поднятиях (блоках), куда поступление терригенного материала было затруднено. Наличие здесь крупной зоны поднятий фундамента отмечали В.П. Кан и Б.С. Тасыбаев [7]. В восточном направлении фундамент погружается до 8 км и ограничивается системой субмеридиональных разломов, на запад по горизонту П<sub>2</sub> (кровля карбонатов) наблюдается крутая флексура с уменьшением мощности каменноугольных отложений, что связывается с некомпенсированным погружением бассейна. Характерно, что здесь, как и в первом случае, образование уступов связано не столько с седиментационными причинами, сколько с наличием реально установленных сбросов. Это подтверждается различием в глубинах залегания реперных пластов в разрезах карбона на восточном и подошвы нижнепермских отложений на северном бортах.

Условия для карбонатной седиментации возникли на этой территории с визейского века раннего карбона. При этом карбонатные толщи нижнего-среднего карбона, подстилающие раннепермскую Кп, имели более широкое распространение. Весьма вероятно, что поле развития нижнепермских карбонатов не было сплошным. В частности, на южном его окончании выделяется структура Южная, где нижняя пермь представлена изолированным телом, отделен-

ным от остальной территории прогибом. В целом в течение карбона и ранней перми происходило сокращение площади карбонатной седиментации, завершившееся с началом формирования мощных сульфатно-галогенных толщ кунгура, компенсирующих глубоководную Прикаспийскую впадину.

В восточном направлении распространение линейной Кп ограничено тектоническим нарушением, однако несколько южнее, на смежной территории п-ова Бузачи, были вскрыты бурением песчано-глинистые отложения с прослоями известняков того же возраста, что свидетельствует о вероятном характере фациальных переходов в данном случае. Достаточно очевидно также, что далее к востоку они замещаются отложениями типа флиша и моласс. Появление подобных формаций связывается с образованием краевого прогиба в ходе коллизии Восточно-Европейской платформы и герцинид Уральского складчатого пояса [8, 9]. С завершением герцинского этапа тектогенеза юго-восточным и южным ограничением Прикаспийского глубоководного бассейна явились новообразования Уральского и Кавказского орогенов, нарушившие его связь с океаном Тетис и превратившие его в окраинное (эпиконтинентальное) море.

В заключение следует отметить, что выделение двух типов раннепермских карбонатных платформ – клиновидной и линейной – отражает прежде всего различие в обстановках формирования этих геологических тел. Образование клиновидной платформы приурочено к пассивной окраине Русской платформы и примыкающего к ней шельфа. Обширная шельфовая область существовала на выровненной поверхности, унаследованной от предшествующего времени (девона и карбона). Накопление довольно мощных мелководных карбонатных отложений было возможным в обстановке стабильного прогибания, компенсируемого осадками. Со стороны океанического палеобассейна карбонатная платформа ограничена полосой развития органогенных построек, мощность которых резко убывает на континентальном склоне вследствие замещения глубоководными (гемипелагическими) образованиями. Линейная карбонатная платформа образовалась в пределах горстовидного поднятия, поэтому имеет небольшие размеры и островную конфигурацию. Карбонатонакопление происходило здесь в обстановке мелководья и заметного влияния горной суши, формирующейся на смежной территории Урала и Мугоджар вследствие коллизионных процессов.

#### Л и т е р а т у р а

1. Стратиграфия и региональная корреляция подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины /под ред. д.г.-м.н. А.К. Замарёнова. – М.: Недра, 1989. – 168 с.: ил.
2. Чувашов Б.И. Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса и его обрамления (позднедевонские и раннекаменноугольные карбонатные платформы) //Осадочные бассейны Урала и прилегающих районов: закономерности строения и минерагения. – Екатеринбург: Ин-т геол. и геох. УНЦ АН, 2000. – С.68-87.
3. Никитин Ю.И., Малышев А.В., Сипко Т.А. Нефтегазопроисхождение значения связи фациальной и сейсмической зональности нижнепермского барьерного рифа Прикаспийской впадины //VII Межведомственная стратиграфическая конференция: "Палеоэколого-литологические и биостратиграфические исследования в геологоразведочных работах на нефть и газ" (30 сентября – 5 октября 1990 г., ИГ Даг. ФАН СССР, г. Махачкала). – Махачкала, 1990. – С.81-82.
4. Геология и нефтегазоносность карбонатного палеозоя Саратовского и Астраханского Поволжья. Ч.1. Литология и коллекторы карбонатных нефтегазоносных комплексов /под ред. к.г.-м.н. Д.Л. Фёдорова. – Саратов: изд-во Саратов. ун-та, 1983. – 164 с.

5. Изотова М.Н., Николаев А.И., Филькин Ю.В. Зональная стратиграфия карбонатного палеозоя Прикаспийской впадины по фораминиферам //Микрофауна СССР. Вопросы систематики и био-стратиграфии. – Л.: ВНИГРИ, 1990. – С.29-53.

6. К вопросу о корреляции подсолевого надверейского разреза Прикаспийской впадины и обрамляющего его шельфа /Ю.А. Писаренко, П.Д. Кухтинов, И.А. Серебрякова, В.Ю. Писаренко, Т.Г. Карпова //Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. – Саратов: НВНИИГГ, 2001. – С.41-42.

7. Кан В.П., Тасыбаев Б.С. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности подсолевых отложений восточной части Прикаспийской впадины //Нефтегаз. геол. и геофиз. – М., ВНИИОЭНГ, 1968. – № 6. – С.17-21.

8. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит /Л.П. Зоненшайн, В.Г. Кориневский, В.Г. Казьмин, О.Г. Сорохтин, В.А. Коротеев, В.А. Маслов и др. //История развития Уральского палеоокеана. – М.: АН СССР, 1984. – С.6-56.

9. Рихтер Я.А. О природе сочленение Прикаспийской впадины и Мугоджар //Недра Поволжья и Прикаспия. – Саратов: НВНИИГГ, 2008. – Вып.53. – С.11-19.

УДК 552.53:551.736 (470.46)

## ДИАПИРИЗМ В УСЛОВИЯХ ПЛАСТОВОГО ЗАЛЕГАНИЯ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

© 2012 г. Ю.Д. Горьков  
ООО "ЕвроХим-ВолгаКалий"

Установление на сейсмических временных разрезах прорывов соляными породами перми перекрывающих отложений в условиях пластового залегания солей предопределило более тщательное изучение этого явления.

Территория исследований площадью около 1000 км<sup>2</sup> находится в юго-восточной части Саратовской области. В ее пределах располагаются фрагменты крупных геоструктур – Карповско-Малаховского вала, Перелюбско-Рубежинского прогиба, предбортовой моноклинали Прикаспийской впадины.

Разрез осадочного чехла в региональном плане, включающем территорию исследований, из-за размывов и неотложений осадков значительно сокращен. Сохранившийся разрез представлен отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Для осмысления явления "прорыва" рассмотрим строение пермских и перекрывающих отложений (по данным многочислен-

ных опубликованных и фондовых работ сотрудников НВНИИГГ).

Пермская система включает два отдела: нижний, в объеме ассельского, сакмарского, артинского, кунгурского ярусов; и верхний, в объеме уфимского, казанского, татарского ярусов.

Артинский ярус подразделяется на нижний и верхний подъярусы; кунгурский – на филипповский, иренский горизонты.

Ассельский, сакмарский ярусы и артинский нижний подъярус представлены карбонатами-доломитами с прослоями известняков.

Артинский верхний подъярус и филипповский горизонт кунгурского яруса сложены преимущественно сульфатами-гипсами и ангидритами с прослоями карбонатных пород.

Филипповский горизонт характеризуется ритмичным чередованием сульфатных и карбонатных пород. В нем выделяется до