

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОДСОЛЕВОГО РАЗРЕЗА АСТРАХАНСКОГО СВОДА

Халед Гамаль Эльмаадави, аспирант
Астраханский государственный университет,
тел.: (8512)52-49-92; e-mail: kelmaadawy@yahoo.com

Рецензент: Бакирова С.Ф.

Выполненные в последние годы в пределах Астраханского свода буровые работы существенно дополнили представления о строении подсолевого разреза. Особенную ценность в этом отношении представляют данные бурения глубоких (глубиной свыше 6000–7000 м) скважин, вскрывших отложения девона. Они впервые позволили получить прямую геологическую информацию о литолого-стратиграфической характеристике подсолевого разреза Астраханского свода в целом и Астраханского карбонатного массива в частности.

Deep drilling data of the last years from 6000 to 7000 m of Devonian wells within the Astrakhan arch contributed to the understanding of the geological setting of the subsalt sedimentary section. It gives direct information about the lithological and stratigraphical characteristics of the subsalt section of the Astrakhan vault in general, and the Astrakhan carbonate massif in particular.

Ключевые слова: Астраханский свод, подсолевой разрез, литолого-стратиграфическая характеристика.

Key words: the Astrakhan vault, subsalt cut, lithological and stratigraphical characteristics.

Важным итогом глубокого параметрического бурения явилось также получение необходимых геологических данных о стратиграфическом положении в разрезе сейсмических границ. Сейсмостратиграфический анализ имеющегося геолого-геофизического материала позволил выделить латеральный и вертикальный ряды сейсмостратиграфических подразделений изученной территории, которая входит в состав Астраханско-Актюбинской сейсмогеологической области Прикаспийской провинции. По особенностям внутреннего строения и характера прослеживания отражающих горизонтов и границ в пределах этой области выделяются три сейсмогеологических района (СГР): Южно-Астраханский, Центрально-Астраханский и Заволжский. В вертикальном ряду сейсмостратиграфических подразделений выделены три структурно-дислокационных этажа: надсолевой, солевой и подсолевой (рис. 1) [1].

В пределах Астраханского карбонатного массива в подсолевом комплексе на глубинных динамических разрезах удалось выделить и протрассировать по площади шесть в разной степени динамически выраженных отражающих горизонтов (сверху вниз):

- 1) «П₁» – подошва соленосного комплекса кунгурского яруса нижней перми;
- 2) «1П» – кровля башкирского яруса среднего карбона;
- 3) «Б» – подошва визейских отложений;
- 4) «ШП'» – кровля семилукских отложений среднефранского подъяруса;
- 5) «ШП"» – эрозионная поверхность кровли среднедевонских обложений – подошва верхнедевонских (тиманский горизонт нижнего франа) отложений;
- 6) «ПП» – условно отождествляемый с кровлей додевонского комплекса – подошвой нижнедевонских обложений (рис. 2).

С использованием сейсмических реперов составлена новая схема расчленения разрезов глубоких скважин, а также схема их корреляции, которая существенно отличается от ранее предложенных схем. В соответствии с этой схемой забой скв. Северо-Астраханская-1 находится в отложениях среднего девона, а забой скв. Правобережная-1 – в самых низах нижнего девона. Изучение материалов бурения и сейсмических данных показало, что в разрезе скв. Правобережная-1 полностью отсутствуют отложения среднего девона. В результате нижнедевонские отложения перекрыты нижнефранскими. По основным отражающим горизонтам девона – среднего карбона построены литофациальные карты, совмещенные с картами изопакит девонско-каменноугольного нефтегазоперспективного комплекса с разделением на:

- 1) нижнедевонский, эмско-среднедевонский, и нижнесреднефранский;
- 2) верхнефранско-турнейский;
- 3) визейско-башкирский подкомплексы.

Стратиграфическая изученность кернового материала скважин Астраханского массива довольно неравномерна, и часто обоснование границ продуктивных отложений башкирского яруса, а также деление его на горизонты проводилось на основании изучения каротажных диаграмм.

Докембрийская система PR-AR подразделяется на следующие подсистемы комплексов пород фундамента.

Архей AR – нижний протерозой PR₁ вскрыт скважинами в бортовых зонах Центрально-Прикаспийской депрессии – в пределах Сарматского и Волго-Уральского геоблоков. Причем строение фундамента Сарматского геоблока существенно отличается от строения Волго-Уральского, что послужило основой для их разделения [3, 17].

Фундамент Восточно-Прикаспийского геоблока пока не вскрыт бурением и о его составе можно судить только по геофизическим данным. В целом образования допалеозойского фундамента Астраханского свода и, вероятно, всего Восточно-Прикаспийского геоблока имеют мало общего как с высокометаморфизованным (гранулитовая, или высокие ступени амфиболитовой фации) фундаментом Волго-Уральского, и с гранит-зеленокаменным кристаллическим фундаментом Сарматского кратонов, так и с нижнепротерозойской метаосадочной воронцовской серией Воронежского блока.

Верхний протерозой (рифей R) предполагается по геофизическим данным и в основании осадочного чехла Центрально-Прикаспийской депрессии, где их мощность, видимо, достигает 2000–4000 м. Рифей покровно-складчатого строения слагает фундамент Восточно-Прикаспийского блока [4, 12, 16].

Ордовикская (O) и силурийская (S) системы являются самыми древними образованиями, вскрытыми на Астраханском своде скважины Девонская-2. Они условно отнесены к ордовикско-силурийским [14]. По данным сейсморазведки, картина волнового поля ордовикско-силурийского комплекса рассматривается как особая сейсмофация в пределах Астраханского свода и его обрамления, которую можно отнести к отдельному литолого-стратиграфическому комплексу, представленному кварцитовидными песчаниками, кварцево-глинисто-серицитовыми сланцами с включениями глауконита. По материалам сейсморазведки, кровля этого комплекса отождествляется с отражающим сейсмическим горизонтом II П.

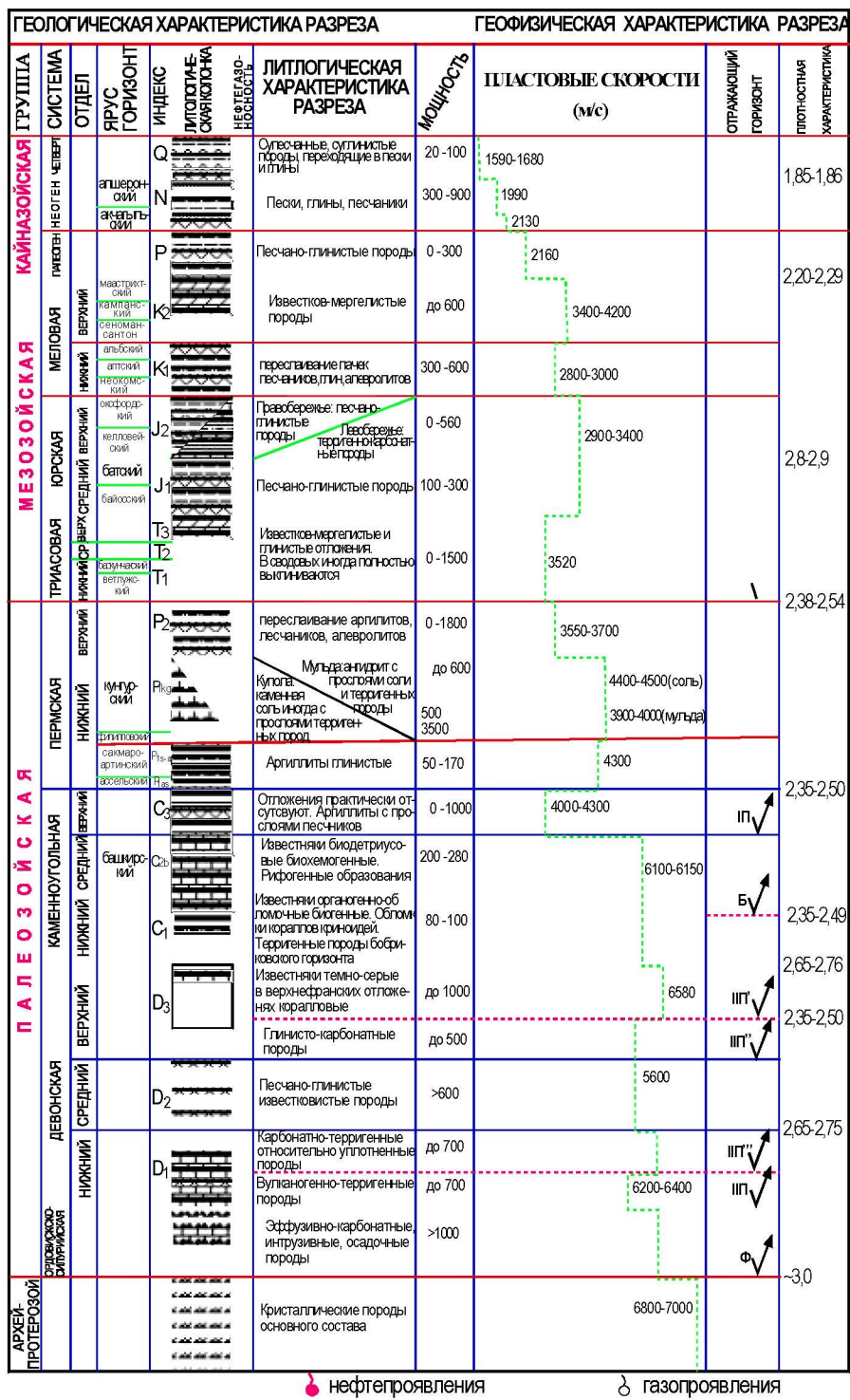


Рис. 1. Геолого-географический разрез Астраханского свода [1]

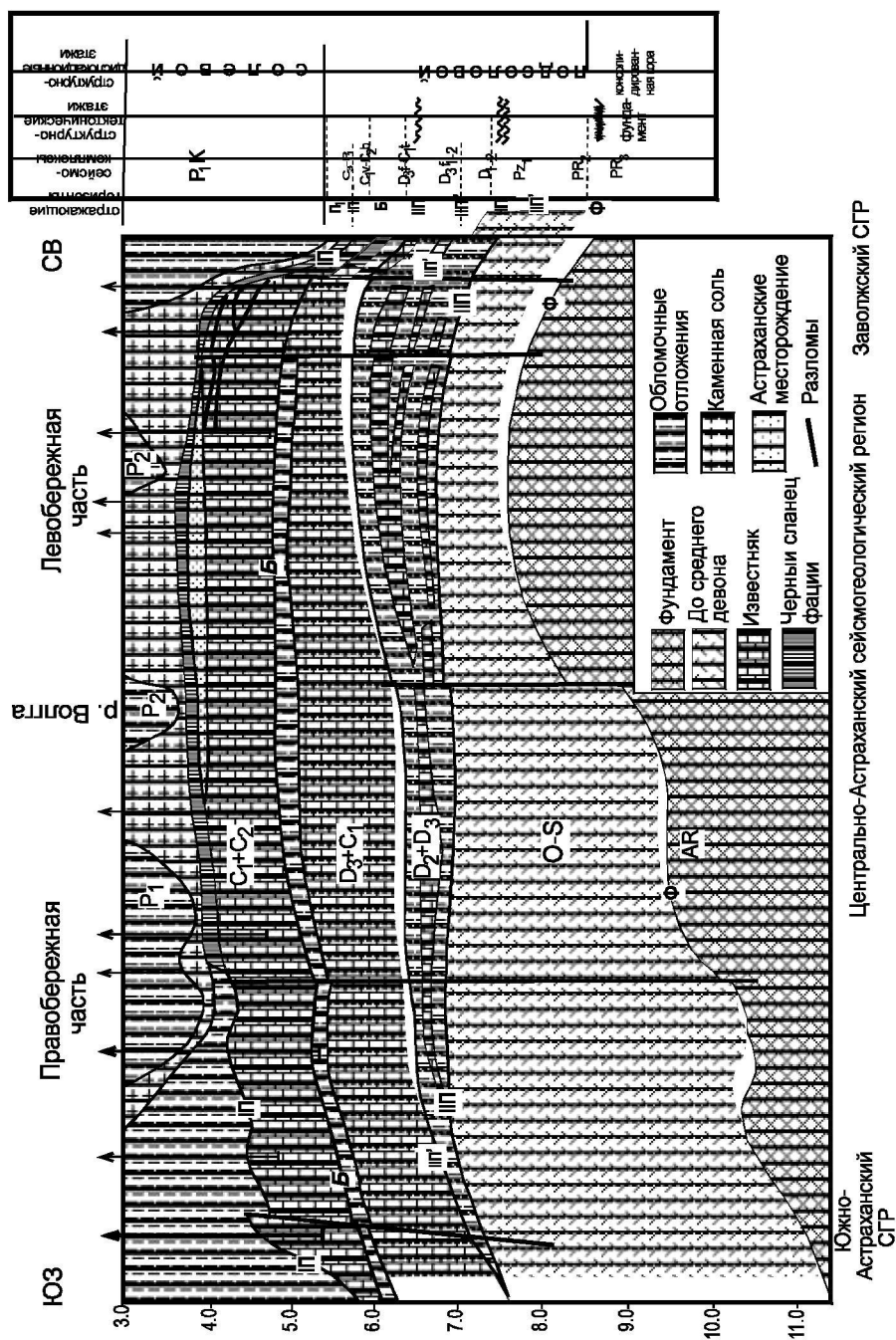


Рис. 2. Геологический разрез Астраханского свода подошвовых комплексов и схема его сеймостратиграфического расчленения.

Толщина вскрытых отложений в скважине Девонская-2 составляет 228 м. В целом толщина пород ордовикско-силурийского комплекса, очевидно, не будет превышать 1000–2000 м.

Девонская система D (Нижний отдел D₁). Скорее всего, их базальная часть вскрыта скв. Девонская-2 в интервале 6550–7003 м. В забое скважины залегают кварцевые песчаники, гравелитистые песчаники и гравелиты, которые выше сменяются тефрогенными алевролитами и песчанистыми алевролитами, представляющими собой продукты перемыва в мелководной обстановке туфогенного материала риолитового состава (рис. 3). Обломочные зерна алевритовой и мелкопесчаной размерности состоят из калиевого полевого шпата (санидина) и кварца. Зерна кварца песчаной размерности также имеют вулканогенный генезис. С глубины 6690 м наблюдается чередование полевошпат-кварцевых песчаников, глинистых алевролитов, алевритистых аргиллитов с прослоями витро-кристаллокластических туфов среднеосновного состава. Кроме того, в шламе встречен обломок риолита. В кровле этого интервала разреза появляются единичные прослои калькарентов, в которых обнаружен конодонт нижнего девона. Эти отложения – осадки склонов вулканических построек центрального типа и продукты их переотложений и смешения с терригенным обломочным материалом из подстилающих более древних толщ в мелководной и прибрежно-морской обстановках. Сами вулканические постройки выделены в виде выпуклых вверх линз с косым внутренним наслоением. Предполагается, таким образом, что в начале нижнего девона область Астраханского свода представляла собой энсиалическое, эникадомское вулканическое поднятие, вершина которого располагалась вблизи уровня моря. Вулканические постройки концентрировались преимущественно вдоль северо-восточного края поднятия.

Мощность отложений нижнего девона изменяется от 150 до 500 м. Наибольшие мощности характерны для цепочки вершин изометричной формы, протягивающихся вдоль северо-восточного борта поднятия.

Средний отдел D₂ пользуется ограниченным распространением в пределах Астраханского свода из-за размыва на границе среднего и позднего девона. Он изучен в скв. Правобережная-1 (инт. 6645–6495 м) и Девонская-2 (инт. 6600–6200 м). Здесь развиты глинистые, часто углеродистые отложения придонных течений с прослоями калькаренитовых турбидитов, наибольшее количество которых тяготеет к нижней части разреза. Преобладают однородные или неясномикрослоистые углеродистые аргиллиты с редким растительным аттритом и темно-серые до черных глинистые известняки типа кальцилютитов, иногда – шламовые известняки. Все переходы от слоя к слою постепенные, заключаются в тонкой алевритовой или карбонатной примеси. Неясная слоистость обусловлена также изменением количества углеродистого вещества. Наблюдаются текстуры, обусловленные следами ползания придонных организмов, ходами мелких илоедов. Ископаемая фауна угнетенная. Бассейн характеризовался застойными условиями и пассивной гидродинамикой. Лишь в нижней части интервала встречаются прослой полевошпат-кварцевых и аркозовых песчаников и глинистых алевролитов, часто обладающие текстурами зерновых потоков. Иногда они слагают мелкие врезанные русла течений. В скв. Девонская-2 на этом уровне присутствуют тонкие прослойки пирокластического материала, на глубине 6560 м. В прослоях карбонатных турбидитов обнаружены остатки ископаемой фауны конодоитов, представленных относительно глубоководными формами. Помимо этого, встречены

фрагменты пластин панцирных рыб, детрит и микрораковины беззамковых брахиопод, тентакулиты, гастропоры. Мощность отложений среднего девона изменяется от 100 до 1200 м.

Отложения живетского возраста в изученных разрезах не обнаружены. Скорее всего, большая их часть была размывта во время крупной структурной перестройки на рубеже среднего и верхнего девона, связанной с процессами скучивания в пределах Уральской континентальной окраины [5]. Возможно, остатки живетских отложений сохранились лишь в окрестностях Северо-Астраханской скважины (данные ВНИИГАЗ). Во время перестройки наибольшее подпитие и размыв испытала юго-западная часть Астраханского свода. Возможно, это связано с процессами предрифтового аркогепеза в окрестностях кряжа Карпинского.

Верхний девон D_3 (Франский ярус D_{3f} – Нижнефранский подъярус D_{3f_1}). Залегает несогласно и с размывом на подстилающих отложениях нижне-среднего девона. Наибольшая величина размыва наблюдается в районе скв. Правобережная-1, где из разреза, по-видимому, полностью выпадает средний девон. Этот подкомплекс развит на всей территории Астраханского выступа, однако на правобережье, где он перекрывает сразу нижнедевонские отложения, его мощности изменяются в пределах 150–250 м и только на отдельных локальных участках либо увеличиваются до 300 м, либо сокращаются до 100 м (рис. 4).

На большей части Астраханского выступа в пределах левобережья р. Волги фоновая мощность ниже-среднефранских отложений составляет 250–300 м, и только на локальном участке между Северо-Астраханской-1 и Георгиевскими скважинами выделяется изометричная область площадью до 900–1000 км², где мощность этих отложений возрастает до 350–550 м. На юге и востоке Астраханского выступа мощность ниже-среднефранских отложений сокращается до 100–150 м.

Интересно отметить, что в области относительно глубоководной седиментации оказалась и зона размыва конца среднего девона. По всей вероятности, это связано с процессами растяжения и погружения в зоне рифтогенеза кряжа Карпинского [4].

В области мелководной седиментации среди нижефранских отложений мощностью 100–300 м различаются две фации: биогенных карбонатных построек типа ракушняковых банок и мелководных преимущественно алевроглинистых и карбонатно-обломочных отложений.

Фация биогенных построек вскрыта скв. Девонская-1 (инт. 6087–6096 м) и Девонская-3 (инт. 5994–6057 м). В скв. Девонская-1 она представлена полностью доломитизированными биогенными и биокластовыми известняками типа ракушняка с послойным расположением целых крупных разрозненных раковин замковых брахиопод и их обломков, а также одиночных кораллов. Матрикс (около 50 %) представлен темно-серым тонкокристаллическим доломитом, пронизанным многочисленными карбонатными прожилками. В скв. Девонская-3 эта фация также полностью доломитизирована, и в ее составе преобладают кавернозные кристаллические доломиты. На некоторых участках видно, что они образованы по органогенно-обломочным мелко-крупнозернистым калькаренитам. Текстура их неправильно горизонтально- и линзовидно-слоистая, со следами оползания. Видимо, здесь вскрыта краевая часть органогенной банки.

В фации мелководных карбонатно-глинистых и карбонатно-обломочных пород различается две субфации, характеризующие, с одной стороны, проксимальные склоны ракушняковых банок, с другой – дистальные части склонов в депрессии между байками. Субфация проксимального склона вскрыта СКВ. Девонская-2 (нижняя часть интервала – 6083–6090 м). Здесь развиты темно-серые и серые карбонатно-глинистые обломочные породы типа флуксотурбидов. Наблюдается два ритма. В темно-серый алевритистый аргиллит и известковистый алевритистый аргиллит включены нечетко оформленные линзы и волнисто-изогнутые прослой (0,5–1,5 см), сложенные обломочным материалом карбонатного состава псаммитовой и псефитовой размерности, включая толстостенный раковинный детрит. Матрикс составляет не менее 50 %. Большая часть обломочного карбонатного материала попала в осадок в неконсолидированном состоянии.

Вверх по разрезу каждого ритма количество матрикса увеличивается, а прослой и линзы крупнообломочного материала становятся тоньше и реже, а в верхней части отсутствуют вовсе. Матрикс углеродистый, слюдястый с плавающими мелкими *члениками* криноидей. Матрикс, видимо, имеет бассейновое, более глубоководное происхождение, чем обломочный материал (светлая окраска, толстостенный детрит). В нижнем ритме нижняя грубообломочная часть с обломками до 0,5–2,5 см в длину составляет около 0,5 м. В скв. Девонская-1 к этой субфации можно отнести (инт. 6142–6151 м) осадочные карбонатные брекчии, состоящие из обломков пород, попавших в оползание в не полностью консолидированном состоянии. Матрикс брекчий – черный глинистый кальцилютит с остатками мшанок, редкого мелкого детрита. Обломки имеют комковато-угловатую форму и размеры 3–5 см. Они представлены калькаренитами различной зернистости, преимущественно тонко- и среднезернистыми. Кроме того, наблюдаются текстуры отжима воды, выжимание глинистого материала между обломками. Ниже наблюдается около 5 м конгломератовидных и комковатых глинисто-карбонатных пород, содержащих многочисленные обломки кораллов. Мощность отложений изменяется от 50 до 500 м.

Среднефранский подъярус D_3f_2 в результате трансгрессии и дифференцированного погружения Астраханского поднятия, начавшиеся в раннем фране, характеризуется почти полным выравниванием фациальных обстановок как в пределах Астраханского поднятия, так и прилегающих частях акватории. Повсюду преобладает накопление черных битуминозных аргиллитов, глинистых алевролитов, шламовых известняков и кальцилютитов (так называемой доманиковой фации) небольшой мощности (конденсированные осадки). Повышенная битуминозность пород, видимо, связана с оживлением движений по разломам из-за продолжающихся процессов рифтогенеза в кряже Карпинского, повышенной дегазацией, способствовавшей возникновению аномальных биохимических обстановок, благоприятных для развития водорослей и цианобактерий. В целом это осадки довольно слабых придонных течений. Лишь местами, преимущественно в нижней и верхней части разреза, встречаются продукты размыва биогенных построек предыдущего этапа и редкие и маломощные прослой песчаников, свидетельствующие о существовании подводных поднятий.

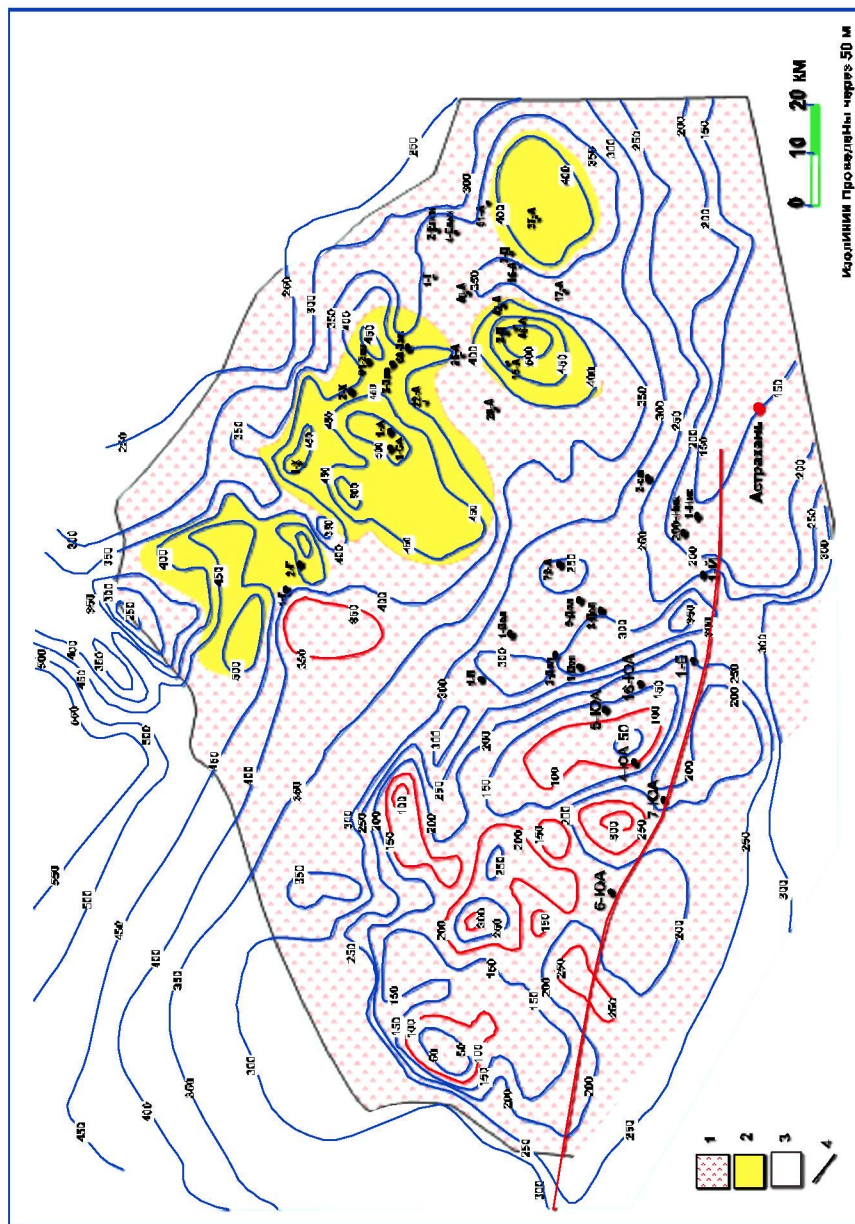


Рис. 3. Карта литофаций нижедевонского (D1) квазисинхронного сейсмокомплекса (Астраханский карбонатный массив....2008).
1-мелководные вулканогенно-обломочные отложения 2-вулканические гостройки
3-преимущественно триллитные и песчано-глинистые отложения депрессийные дренированные фации
4-разрывные нарушения

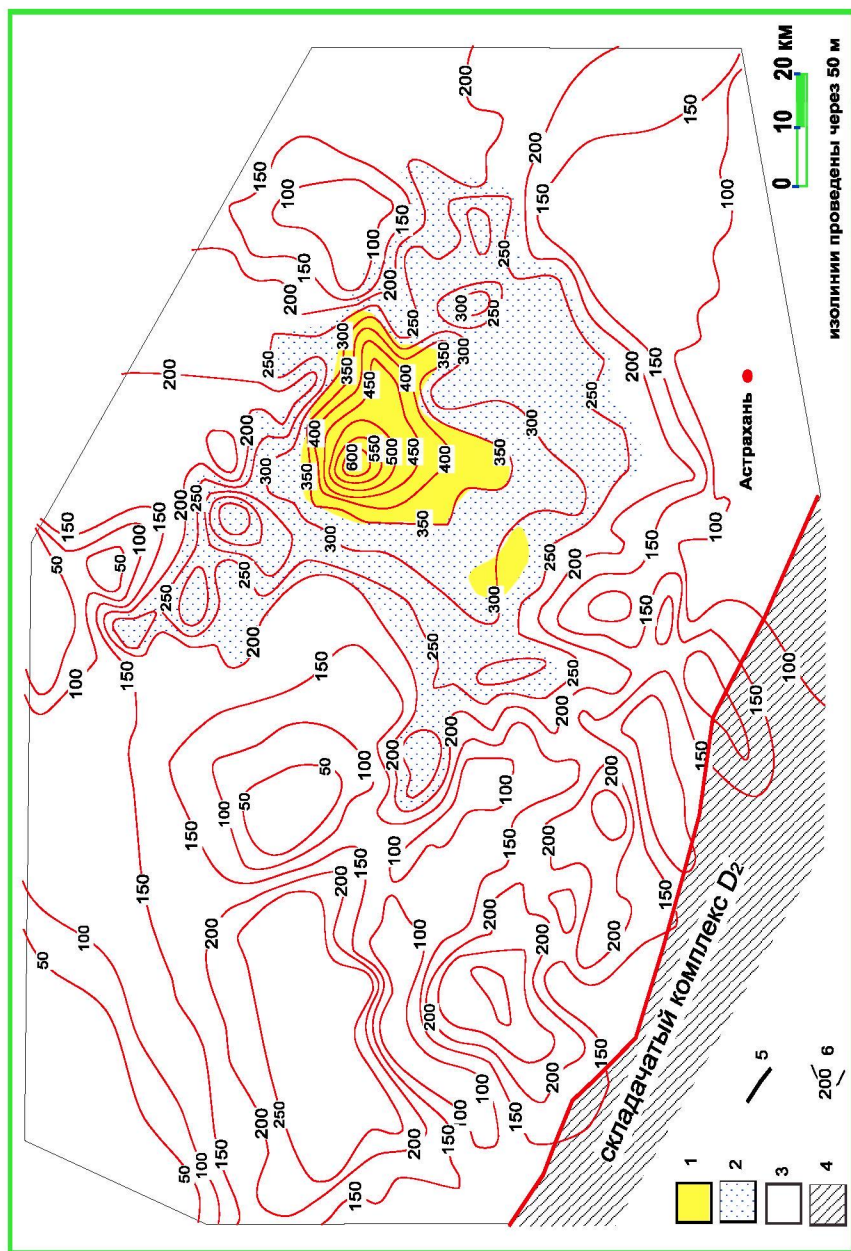


Рис. 4. Карта литофатций ниже-среднефранского (D_{3f1-2}) квазисинхронного сейсмокомплекса.

1- биогенные карбонатные постройки 2- мелководные карбонат-терригенные отложения (шлейф карбонатных построек) 3- преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные и песчано-гл-инистые отложения, депрессионные доломитовые фации; 4 - девонско-каменноугольный деформированные комплексы; 5- разрывные нарушения, 6- изопахиты ниже-среднефранского комплекса.

Так, в скв. Правобережная-1 в интервале 6162–3207, 6234–6217 м, судя по шламу, развиты однообразные серые и черные шламовые известняки и глинистые известняки с прослоями черных битуминозных пиритизированных аргиллитов, содержащих редкий детрит тонкостенных раковин. Ниже (инт. 6247–6253 м) вскрыты темно-серые битуминозные слюдястые алевролиты и глинистые алевролиты. Во всем интервале присутствуют округлые редкие пятна битума. Ближе к основанию интервала встречен прослой мощностью 5 см тонкослоистого зернистого доломита, видимо, первично обломочного. Более интенсивное погружение южной части поднятия, примыкающей к кряжу Карпинского, привело к наклону всего геоблока Астраханского свода. В результате его северный край испытал поднятие, и северный склон приобрел более крутой наклон по сравнению с южным. Эта тенденция сохранялась и в последующие периоды.

Верхний девон D₃ – нижний карбон C (Верхнефранский подъярус D_{3f3}, фаменский D_{3fm} и турнейский C_{1t} ярусы) дифференцированное движение по разломам среднефранского времени и начавшаяся на рубеже среднего и позднего франа регрессия привели к резкой дифференциации бассейна. В результате на месте ранне-среднедевонского вулканического Астраханского поднятия возникла внутрибассейновая карбонатная платформа субширотного простиранья с крутым северным и более пологим западным и южным склонами, развивавшаяся в регрессивном режиме в обстановке погружения вплоть до конца турнейского времени раннего карбона. В результате на отдельных участках платформы за рассматриваемый период времени накопилось до 1600 м карбонатных отложений (рис. 5).

На этом стратиграфическом интервале минимальные толщины на северо-востоке связаны с постседиментационным раннепермским размывом (контур позднепалеозойского вреза показан черной линией). На остальной территории максимальные толщины, как и в предыдущую эпоху, характерны для рифовых построек и участков захоронения продуктов их разрушения на склонах и отдельных западинах палеорельефа. Цепочка таких построек приурочена преимущественно к северному и северо-восточному бортам Астраханского поднятия. По сравнению с предыдущей эпохой максимум построек сместился на восток-северо-восток.

Среди карбонатных отложений платформы выделено две фации: карбонатных биогенных построек и мелководных карбонатно-обломочных отложений. Внутри последней выделено две субфации, характеризующие обстановки с пассивным и активным гидродинамическими режимами накопления.

Наиболее полный разрез фации карбонатных биогенных построек вскрыт скв. Табаковская-1 (инт. 5050–5580 м). В составе этой фации преобладают комковато-сферово-сгустковые водорослевые, иногда – онкоидные известняки, в различной степени доломитизированные, содержащие также остатки фораминифер, гастропод, остракод, кониконхий и иглокожих. Водорослевые известняки содержат прослой обломочных, биокластовых и фораминиферовых известняков. Биогенные постройки имеют слоистую структуру и по обстановке накопления близки биостромам.

Фация карбонатно-обломочных пород пользуется наибольшим распространением. Субфация, формировавшаяся в рассматриваемый период времени в обстановке активного гидродинамического режима, тесно связана с биогенной фацией по вертикали и латерали, отличаясь от последней преобладанием

обломочных разностей пород над биогенными сгустово-водорослевыми. Для этой фации также характерна диагенетическая доломитизация.

Можно предполагать, что фация карбонатно-обломочных пород обстановки активного гидродинамического режима слагала отдельные мелководные лагуны и западины рельефа между биостромами, где часто возникали условия повышенной солености вод, возможно, осушения, способствовавшие доломитизации.

Субфация карбонатно-обломочных пород, накопившаяся в обстановке пассивного гидродинамического режима, пользовалась более широким распространением в пределах карбонатной платформы, а также ее пологого южного и юго-западного склонов. Примером может служить разрез, вскрытый скв. Девонская-3 в интервале 5400–5900 м. В верхней части интервала здесь преобладают однообразные тонкокристаллические известняки типа тонкозернистых калькаренитов и кальцилютитов тонкослоистой текстуры. Обстановка осадконакопления довольно глубоководная, похожая на подножие тектонического уступа, на поднятом крыле которого располагался биогерм. Ниже большее развитие приобретают темно-серые органогенно-обломочные алевритовые калькарениты с обильным шламовым матриксом и включениями мелкого детрита. Есть постепенные переходы к калькаренитам с текстурами и элементами текстур оползания и перемешивания неконсолидированных осадков. В нижней части интервала распространены серые комковатые известняки, переходящие в конгломератовидные. Для пород в целом характерны многочисленные стилолитовые швы. В основании интервала развиты буровато-серые известняки (калькарениты) с сильным запахом сероводорода, неравномерно-зернистые, преимущественно среднезернистые, со следами биотурбации и редким раковинным детритом. Среди известняков встречаются пропластки неровноволнистых разностей, похожих на образовавшиеся в периоды подводных размывов и отложения осадков.

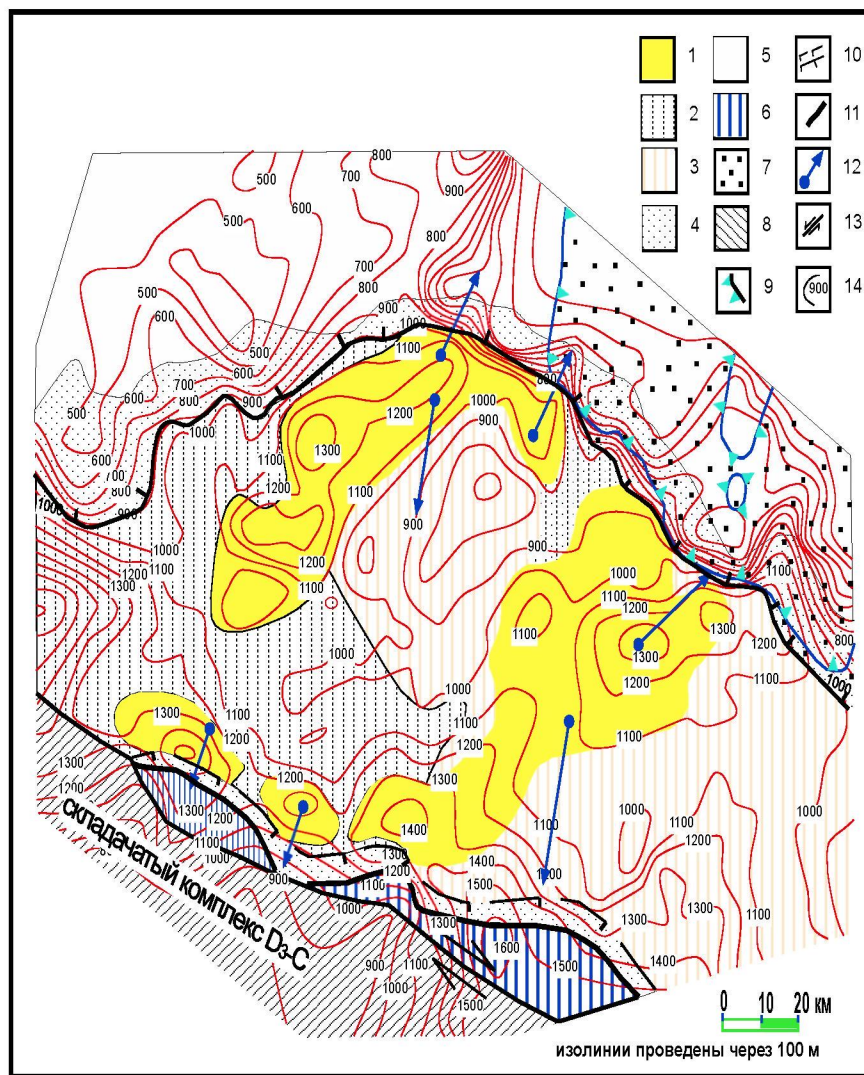


Рис. 5. Карта литофаций верхнефранского-турнейского ($D_3f_3C_{1t}$) квазисинхронного Сейсмокомплекса (Астраханский карбонатный массив, 2008):

1 – биогенные карбонатные перестройки; 2 – мелководные карбонатно-терригенные отложения с отдельными конусами выноса карбонатного материала (шлейф карбонатных построек) – ундотема; 3 – чередование карбонатных отложений биогенного и обломочного характера; 4 – преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные и песчано-глинистые отложения склона и подножья карбонатной платформы (клиногеомы); 5 – чередование отложений подножья склона и депрессионных фаций; 6 – преимущественно глинистые, известково-глинистые отложения (депрессионные, бассейновые фации); 7 – область эрозионного вреза; 8 – область распространения деформированных девонско-каменноугольных отложений; 9 – граница эрозионного вреза; 10 – границы карбонатной платформы: а – достоверные, о – предполагаемые; 11 – граница подножья склона карбонатной платформы; 12 – направления перемещения обломочного материала карбонатной платформы; 13 – сдвиги; 14 – изопахиты верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений, м

Каменноугольная система С Прикаспийской впадины вскрыта многочисленными скважинами глубокого бурения и характеризуется разнообразным литологическим составом, различной мощностью и стратиграфической полнотой.

В результате дробное подразделение на горизонты проводится по геофизическим данным, что мало достоверно в условиях пестроты фаций, характерной для мелководных отложений.

Характер изменения мощностей каменноугольного структурно-стратиграфического подкомплекса отличен от подстилающего. По изопакхите 800 м выделяется область больших мощностей визейско-нижнебашкирских карбонатных обложений (до 1200–1400 м на локализованных изометричных участках). По всему периметру Астраханского карбонатного массива мощность верхнего подкомплекса с разными градиентами уменьшается до 300–400 м и менее. Изопакхитами 400–500 м очерчен уступ, по которому происходит смена преимущественно карбонатных пород визейско-нижнебашкирского возраста на разновозрастные депрессионные осадки (рис. 6). И только на крайнем юго-востоке площади исследований мощности карбонатных пород каменноугольного подкомплекса остаются в пределах 800–1200 м, что свидетельствует о продолжении Астраханского карбонатного массива далее на юго-восток.

Нижний отдел С₁ (Визейский ярус С_{1v}) в пределах Астраханского карбонатного массива разделяется на нижний и верхний подъярусы. **Нижний подъярус** включает радаевский и бобриковский горизонты. Причем радаевский горизонт обычно выделяется в составе нерасчлененных верхнетурнейско-нижневизейских отложений (косьвинский и радаевский горизонты).

Верхний подъярус тождественен тульскому горизонту. Последний в большинстве разрезов выделяется в составе нерасчлененных бобриковско-тульских отложений.

На Астраханском карбонатном массиве в составе визейского яруса преобладают темно-серые битуминозные известняки микро-тонкозернистые, сферово-сгустково-водорослевые, органично-детритовые, иногда брекчиевидные. Некоторые разности доломитизированы и окремнены. Примером визейских отложений может служить фрагмент разреза скв. Астраханская-1.

Серпуховский ярус С_{1s} распространен повсеместно и не подразделяется на горизонты. Породы серпуховского яруса вскрыты многочисленными скважинами на Астраханском, Алексеевском, Табаковском газоконденсатных месторождениях, Володарской, Правобережной и Заволжской площадях и в разрезах скважин *Девонские* – 2 и 3. Наиболее полные литолого-стратиграфическая и петрографическая характеристики пород данного яруса даны на основании изучения кернового материала из скважин указанных выше месторождений и площадей. Ярус представлен известняками от светло-серой до темно-серой, почти черной окраски. Породы плотные, с раковистым изломом, органично-детритовые. Структура пород разнозернистая, текстура массивная, органические остатки представлены члениками криноидей, фораминиферами, раковинами брахионоид. Размер органических обломков составляет 0,5–2,0 мм, суммарная их масса достигает 40 % объема породы. Примером может быть разрез скв. Табаковская-1. Толщина отложений яруса составляет 17–119 м.

Средний отдел С₂ (Башкирский ярус С_{2b}). Стратиграфически отражена во многих работах (Кленина, Овнатанова, 1986; Губарева, Карцева, 1987; Изотова и др., 1990; Ахметшина, Гибшман, 2000; Гибшман, Ахметшина, 1991; Кленина, Зайцева, 1990; Зайцева, 1995, 2002; Зайцева, Кленина, 2005 и др.).

Нижнебашкирский подъярус С_{2b1} представлен толщами различного генезиса краснополянского, северо-кельтменского прикамского горизонтов, характеристика которых подробно освещена в работах многих исследователей.

На Табаковской площади в составе пород северо-кельтменского и прикамского горизонтов впервые для Астраханского свода установлены рифовые тела. Толщина пород нижнебашкирского подъяруса составляет 50–290 м.

Верхнебашкирский подъярус С_{2b2} выделяется с определенной долей условности. Породы представлены известняками кремовато-серыми, органогенно-обломочными, шламовыми, брекчевидными, тонкопоровыми, трещиноватыми.

Встречаются редкие тонкие прослои темно-серых аргиллитов. Эти породы ранее условно относились к мелекесскому горизонту. Толщина варьирует от 0 до 39 м.

В целом Башкирский ярус в пределах Астраханского карбонатного массива и его склонов сложен полифациальными осадками, в которых присутствуют остатки разнообразной ископаемой фауны: фораминиферы, кораллы, остракоды, брюхоногие и двустворчатые моллюски, мшанки, брахиоподы, иглокожие, конодонты, известковые водоросли, споры и пыльца растений. В карбонатных и карбонатно-глинистых породах наибольшее стратиграфическое значение имеют фораминиферы, брахиоподы и известковые водоросли. В глинистых, глинисто-карбонатных – конодонты и миоспоры. В сводовой части поднятия, к которой приурочены скопления углеводородов, преобладают карбонатные мелководные фации и доминирующее значение имеют фораминиферы и известковые водоросли.

Это связано с регрессией, поднятиями и размывом в предпермское время. Полученные данные по конодонтам, как уже говорилось, могут изменить эту точку зрения. По крайней мере, в настоящее время можно с достаточной уверенностью говорить о присутствии на северо-восточной окраине Астраханского карбонатного массива не только верхнебашкирских, но и верхнекаменноугольных отложений. Примером является разрез скв. Табаковская-1.

По современным представлениям, башкирский ярус на исследуемой территории представлен в неполном объеме: из разреза частично или полностью выпадает верхний подъярус, иногда – верхние горизонты нижнего подъяруса.

Башкирский ярус характеризует самостоятельный трансгрессивно-регрессивный цикл развития Астраханской карбонатной платформы (рис. 7). В целом продолжалось унаследованное развитие основных фациальных зон на фоне общего погружения (особенно южного склона) и подъема уровня вод по сравнению с предыдущим этапом конца девонского – начала каменноугольного времени. Неравномерное погружение привело к постепенному сокращению общей площади платформы (**ундотема**) – биогермных фаций и фаций мелководных карбонатно-обломочных пород, а также к проградационному смещению на север биогермных фаций ундотема. В результате к концу периода часть карбонатной платформы предыдущего этапа превратилась в верхнюю ступень ее склона (верхний фондотем).

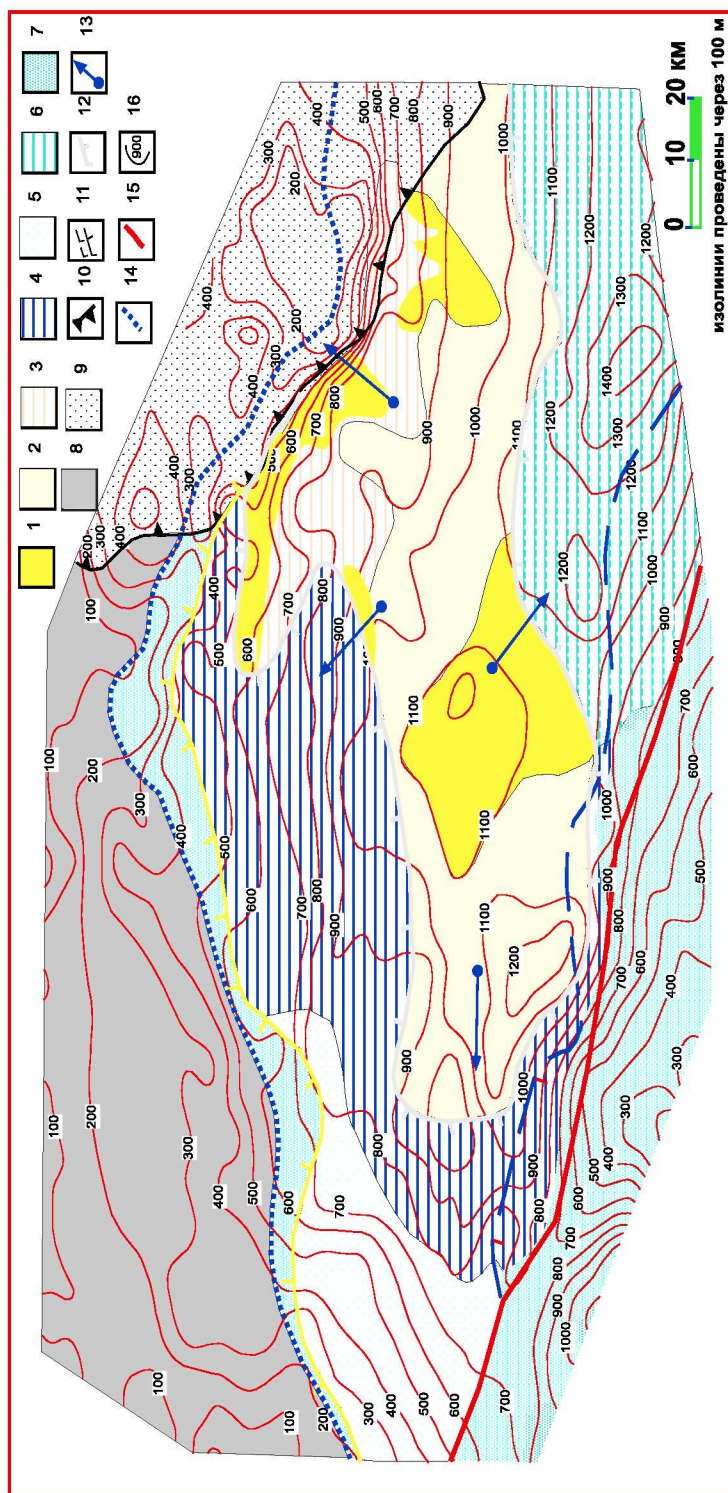


Рис. 6. Картa литофаций визейско-башкирского (С1v-С2b) квазисинхронного сейсмокомплекса (Астраханский карбонатный массив....2008).

1- биогенные карбонатные постройки; 2 - мелководные карбонатно - терригенные отложения с отдельными конусами выноса карбонатного материала (шлейф карбонатных построек) - ундетема; 3 - чередование карбонатных отложения биогенного и обломочного характера; 4 - карбонатно - терригенные отложения клиноформного строения (верхняя клиноформа); 5 - мелководные карбонатно отложения с элементами клиноформного строения (верхняя фондотема) ; 6 - биогенно - карбонатные и карбонатно-терригенные, клиноформного строения; 7-преимущественно терригенные, карбонатно- обломочные и песчано-глинистые отложения склона и подножия карбонатной платформы (клинотемы) ; 8 -преимущественно глинистые, известково отложения (депресссионные, бассейновые фации) ; 9 - область послебашкирского эрозийного врезания (клинотемы) ; 10 -преимущественно глинистые, известково отложения ; 11 - 12- граница карбонатной платформы, 11 к началу башкира, 12- к началу башкира; 13 - направления перемещения обломочного материала ; 14 - подножья склона карбонатной платформы ; 15 - разрывные нарушения 16 -изоплахиты визе - башкирского комплекса, м .

Часть мелководных карбонатно-обломочных отложений предыдущего этапа постепенно вверх по разрезу сменилась более глубоководными фациальными типами, имеющими турбидное происхождение и клиноформное строение (верхний клинотем), а в наиболее дистальной части – верхнем фондотема – более тонкозернистыми кальцилютитам и глинистыми кальцилютитам с участием дистальных карбонатных турбидитов. В целом, по данным бурения, в пределах ундотема, верхнего клинотема и верхнего фондотема развиты следующие фации: карбонатных биогермов, мелководных карбонатно-обломочных и органогенно-детритовых отложений, глинисто-карбонатных клиноформного и тонкослоистого строения. Вероятно, часть верхнего ундотема за счет проградации в сторону склона на север и северо-восток на верхний клинотем продолжала свое развитие и в конце башкирского времени, и даже в начале позднего карбона. Вероятно, в этот период здесь существовала отмель с активной гидродинамикой и периодическим отламыванием из-за осушения (например, брекчии взламывания в основании интервала 3968–3975 м рассмотренного разреза скв. Табаковская-1) и многократно переотложения нижележащих осадков различной степени консолидации.

Московский ярус C_2m в пределах Астраханского свода не установлен. В юго-западной части Прикаспийской впадины разрез вскрыт СКВ. Степновская-1 на Карасальской моноклинали. Толщина пород яруса составляет 260–300 м.

Верхний отдел C_3 каменноугольной системы вскрыт скважинами в юго-западной части Астраханского свода. Представлены они преимущественно терригенными, флишоидными породами. К позднекаменноугольному возрасту они отнесены условно. Толщина отложений достигает 250–300 м.

Библиографический список

1. *Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность* / под ред. Ю. А. Воложа, В. С. Парасыны. – М. : Научный мир, 2008. – 216 с.
2. *Ахметшина П. З.* Башкирский ярус Прикаспийской впадины и региональная корреляция / П. З. Ахметшина, Н. Б. Гибшман // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России : мат-лы Всерос. совещ. (29–31 мая 2000 г.). – Уфа : Гилем, 2000. – С. 19–20.
3. *Богданова С. В.* Кора Русской платформы в раннем докембрии / С. В. Богданова. – М. : Наука, 1986. – 224 с.
4. *Волож Ю. А.* Строение кряжа Карпинского / Ю. А. Волож, М. Л. Антипов, Ю. Г. Леонов, Л. Ф. Юров // Геотектоника. – 1999. – № 1. – С. 28–43.
5. *Волож Ю. А.* Тектоника Туранской плиты и Прикаспийской впадины по результатам региональных геофизических исследований / Ю. А. Волож, Ю. А. Морозов, В. М. Пилифосов, Р. Б. Сапожников // Проблемы тектоники Казахстана. – Алма-Ата : Наука КазССР, 1981. – С. 170–178.
6. *Гибшман Н. Б.* Микропалеонтологическое обоснование границы нижнего и среднего карбона в Прикаспийской синеклизе / Н. Б. Гибшман, Л. З. Ахметшина // Геология и нефтегазоносность подсолового палеозоя Прикаспийской синеклизы : тр. Московского ин-та нефти и газа. – М., 1991. – С. 11–25.
7. *Губарева В. С.* О пограничных слоях нижнего и среднего карбона / В. С. Губарева, О. А. Карцева // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. – М. : ВНИГНИ, 1987. – С. 73–82.
8. *Зайцева Е. Л.* Зональное расчленение по форамениферам башкирского яруса юго-востока Русской платформы / Е. Л. Зайцева // Новые данные по биостратиграфии палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. – М. : ВНИГНИ, 1995. – С. 30–37.
9. *Зайцева Е. Л.* Корреляция разнофациальных нефтегазоносных отложений башкирского яруса Прикаспийской синеклизы / Е. Л. Зайцева, И. Л. Кленина // Па-

леобиология и детальная стратиграфия фанерозоя. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. – М., 2005. – С. 82–93.

10. **Зайцева Е. Л.** Стратиграфия и форамениферы нижнего и среднего (башкирский ярус) карбона юго-западной части Прикаспийской синеклизы : автореф. дис. ... канд. геолого-минералогических наук / Е. Л. Зайцева. – М., 2002. – 25 с.

11. **Изотова М. Н.** Зональная стратиграфия карбонатного палеозоя Прикаспийской впадины по фораминиферам / М. Н. Изотова, А. И. Николаев, Ю. Б. Филькин // Микрофауна СССР. Вопросы систематики и биостратиграфии. – Л. : ВНИГРИ, 1990. – С. 29–53.

12. **Кленина И. Л.** Фациальный контроль в распределении конодонтов Прикаспийской синеклизы / И. Л. Кленина, Н. С. Овнитанова // Известия АН СССР. – 1986. – № 12. – С. 66–73.

13. **Постнова Е. В.** О состоянии ресурсной базы нефти и газа Прикаспийской мегавпадины / Е. В. Постнова, И. В. Орешкин, Ю. А. Писаренко, Л. И. Сизинцева // Недра Поволжья и Прикаспия. – Саратов : НВНИИГТ, 2001. – Вып. 27. – С. 7–12.

14. **Руженцев С. В.** Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале / С. В. Руженцев, А. А. Савельев // Докл. РАН. – 1997. – Т. 352, № 4. – С. 507–510.

15. **Чибрикова Е. В.** Потенциально нефтегазоносные отложения ордовика-раннего девона на юго-востоке Русской платформы / Е. В. Чибрикова, В. А. Олли // Геология нефти и газа. – 2002. – № 5. – С. 15–19.

16. **Яцкевич С. В.** Формационная характеристика осадочного чехла нижнего палеозоя юго-востока Русской плиты / С. В. Яцкевич // Недра Поволжья и Прикаспия. – Саратов : НВНИИГТ, 1996. – Вып. 11. – С. 19–27.

17. **Bogdanova S. V.** East European craton / S. V. Bogdanova, R. Gorbalschey, R. G. Garetsky // Encyclopedia of Geology Elsevier. – 2005. – Vol. 2. – P. 34–49.

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ДОЛОМИТ-МАГНЕЗИТ-АНГИДРИТОВЫХ ПОРОД
ИЗ КРОВЛИ ПРОДУКТИВНОГО
ГОРИЗОНТА ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ
СОЛЕЙ (ЮГ ПРИВОЛЖСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ)**

Г.А. Московский, профессор

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского,
тел.: (8452) 502-708; e-mail: MoskovskyGA@info.sgu.ru*

О.П. Гончаренко, профессор,

заведующий кафедрой петрографии и минералогии

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского,
тел.: (8452) 502-708; e-mail: GoncharenkoOP@mail.ru*

С.А. Свидзинский, главный специалист

*ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», г. Волгоград,
тел.: (84476)34-693; e-mail: lavanda741@yandex.ru*

Рецензент: Серебряков А.О.

В пределах Гремячинского месторождения особое место в галогенном разрезе занимают породы доломит-магнезит-ангидритового состава, перекрывающие продуктивный интервал. Характерной особенностью пород является присутствие в них стронциевой и борной минерализации, которая потенциально рассматривается как полезное ископаемое.

The dolomite-magnesite-anhydrite rocks, overlying the productive interval, play a special role in the halogen section within the Gremyachkinskoye field. The rocks are pecu-