

1. Шафи́ро Я. Ш. Нижнепермская галогеновая формация Прикаспийской синеклизы и ее северо-западного и северного обрамления // Бюл. М. о-ва исп. природы. Отд. геол. – 1975. – Т. L (1). – С. 22–38.
2. Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. – М.: Наука, 1975. – 243 с.
3. Маслов В. П. Строматолиты и фации // Доклады АН СССР. – 1959. – Т. 125. – № 5. – С. 1085–1088.
4. Шуйский В. П., Патрунов Д. К. Известковые водоросли нижнего и среднего девона Новой Земли. – М.: Наука, 1991. – С. 77.
5. Серебряков С. Н. О вещественном составе строматолитовых биогермов рифея восточной Сибири // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1968. – № 9. – С. 130–135.
6. Чувашов Б. И. Строматолиты и онколиты девона, карбона и перми // Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ). – Новосибирск: Наука, 1988. – 232 с.

УДК 553.982.2

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ КЛИНЦОВСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2017 г. С. В. Яцкевич¹, В. П. Климашин², Л. Н. Умнова¹, Г. Л. Данилова¹

1 – АО "Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики"

2 – АО "Нефть Поволжья"

Территория Клинцовского выступа фундамента изучалась многими исследователями. По схеме тектоники К. А. Машковича 1961 г. (С. П. Козленко, 1958), выступ развивался унаследовано в девоне, верхнем палеозое и, возможно, в преакчагыльскую фазу тектогенеза, постепенно утрачивая свою морфологическую выраженность из-за развития регионального наклона.

По верхнему палеозою этот выступ представляет собой пологий, но протяженный структурный нос, осложняющий юго-восточный склон Жигулёвско-Пугачёвского свода, который погружается на юго-восток.

Бурение глубоких скважин в 60–70 гг. прошлого века (скв. 23 Семёновская, скв. 1, 2 Клинцовские, скв. 31 Лагунихинская, скв. 24 Любицкая, скв. 1 Комсомольская и др.) и результаты изучения керна (И. Н. Чернова, И. Н. Орлова, Т. И. Фёдо-

рова, М. Г. Кондратьева, Т. В. Сазонова, С. В. Яцкевич и др.), анализа материалов ГИС позволили выявить стратиграфическую полноту девона, карбона, расчленить разрез и определить перспективные в нефтегазоносном отношении терригенные и карбонатные коллекторы, и особенно важно – интервалы проявления региональных размывов осадочных пород. Кроме того, в разрезах скважин Клинцовской, Семёновской площадей впервые доказано существование в едином разрезе бийских (нижнебийских по разрезам западного Урала), клинцовских, мосоловских и чернораисских отложений [1, 2, 3, 4, 5]. При этом большое внимание было уделено выделению нового нефтегазоносного комплекса в терригенном девоне, который охватывал эйфельские (бийский и афонинский) горизонты, так как по литологическим данным и материалам ГИС в них были выделены терригенные

и карбонатные пласты-коллекторы, выявлено резкое различие в генетической природе карбонатных пород в мосоловском горизонте, так как отмечено чередование в разрезе пластов битуминозных известняков и вторичных доломитов по биостромовым и биогермным известнякам. Выявленное префаменское стратиграфическое несогласие и условно выделенные зоны возможного полного отсутствия пород терригенного девона послужили основанием для геологического обоснования и прогноза ловушек стратиграфического типа в зонах выклинивания и срезания разрезов девона на южном склоне Жигулёвско-Пугачёвского свода [10]. В научных отчетах [1, 2] неоднократно строились карты распространения терригенных и карбонатных коллекторов (В. М. Щекочихина), исходя из идеи постепенного выклинивания коллекторов к своду выступа.

Особенности строения карбонатных пластов в терригенном девоне Клиновского выступа неоднократно публиковались в монографиях, отчетах, периодических изданиях, научных разработках [7, 8, 9, 10, 11, 12] (рис. 1, 2, 3).

Следует обратить внимание на публикацию «Альбом строения ловушек УВ» (Шебалдина М. Г., 1983), в которой дана модель строения Горчаковского многопластового месторождения, в том числе и по интервалам нефтегазоносного разреза с рифогенным строением карбонатных коллекторов в ардатовских, мосоловских и бийских отложениях (рис. 6, 7), а также геологический профиль, построенный через скважины Коптевского месторождения, вскрывшие продуктивные горизонты в бийских и мосоловских отложениях (рис. 8), близких по строению с одновозрастными отложениями Клиновского месторождения (Мелехова А. Т., Яцкевич С. В. и др.) (рис. 8).

Наиболее полное представление о литологии, палеогеографии и условиях осадко-

накопления в юго-западной части Бузулукской впадины изложено в отчете НВНИИГТ (Яцкевич С. В., Мамулина В. Д. и др., 1995) [13] и в серии научных периодических публикаций [14, 15, 16, 17, 18]. В этих работах на основе построенных крупномасштабных литолого-фациальных и палеогеографических карт показано, особенно для карбонатных интервалов разреза терригенного девона, распределение в плане разновозрастных зон перспективных на выявление разрезов с рифогенным генезисом высокочемских коллекторов по всему Дальнему Саратовскому Заволжью и далее на восток, вплоть до Соль-Илецкого свода.

Литолого-фациальные особенности строения мосоловских отложений на Клиновской площади, с учетом сходных разрезов на Горчаковском и Коптевском месторождениях

При создании геологической модели нами учитывалось строение сходных разрезов на Горчаковском и Коптевском месторождениях. В результате было принято следующее литолого-стратиграфическое расчленение разреза черныярско-мосоловских отложений и, следовательно, различия в отбивке кровли мосоловских отложений.

При расчленении разрезов скважин и построении структурной карты по кровле мосоловских отложений были допущены в "Нефть Поволжья" заметные отклонения от принятой в НВНИИГТ схемы корреляции пластов мосоловского возраста.

В скв.4 Клиновской площади кровля мосоловских отложений четко проводится по подошве 2,5 м толщи аргиллитов черныярского возраста. Мощность этой толщи в скв.2 составляет 4,0 м, а в скв.1–2,0 м. Казалось бы, что кровля мосоловской карбонатной толщи должна быть принятой по всей площади на одном стратиграфическом уровне, а именно по подошве черныярских аргиллитов. Несмотря на четкую

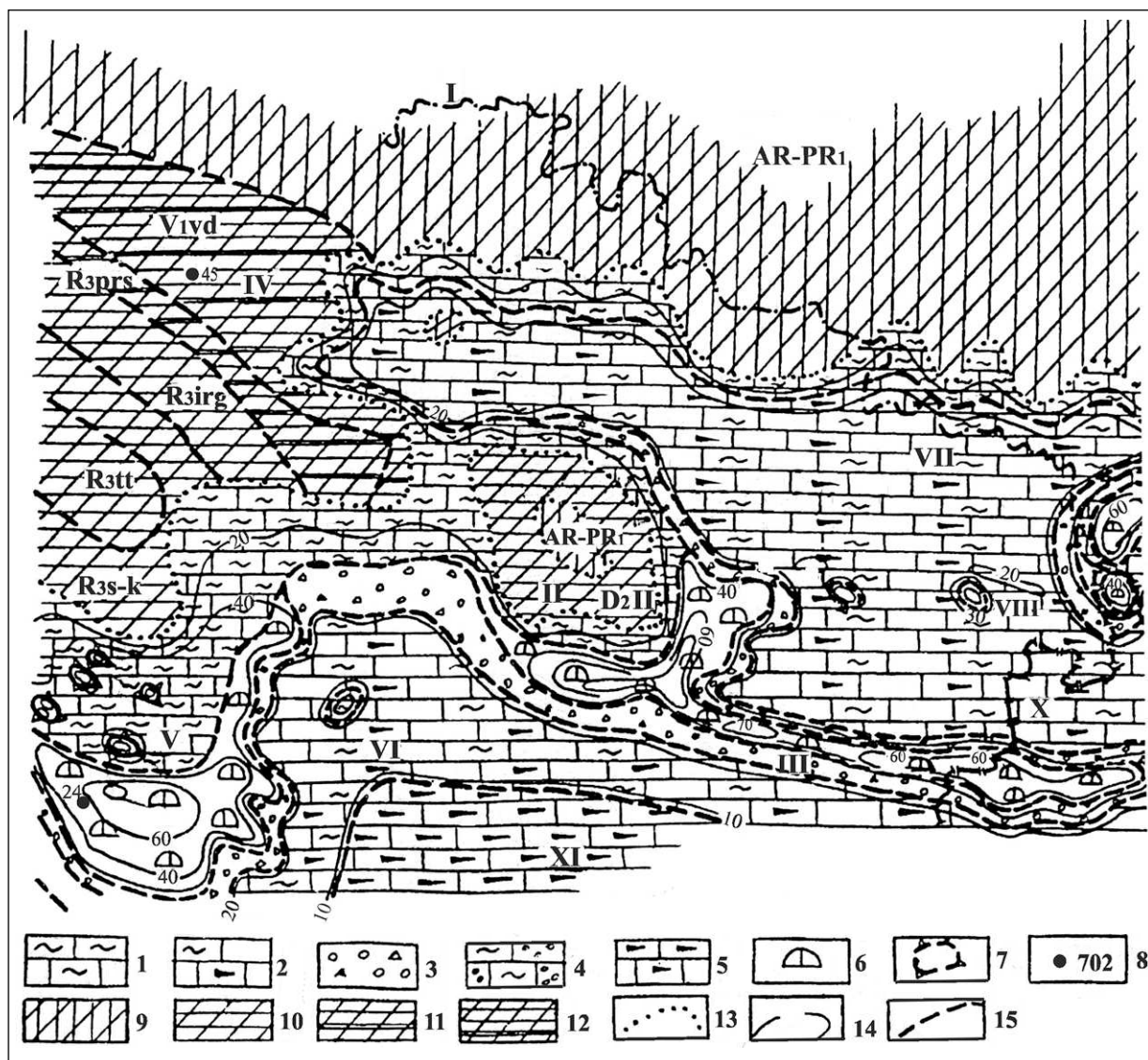


Рис. 1. Литолого-фациальная и палеогеографическая карта бийского времени юго-западной части Бузулукской впадины (фрагмент)

1 – карбонатная мелководно-шельфовая фация; 2 – фация внутришельфовых иловых впадин доманикового типа; 3 – фация предрифового обломочного шлейфа; 4 – карбонатная мелководно-шельфовая фация сводового типа; 5 – битуминозно-кремнисто-известняковая глубоководная фация; 6 – рифогенная субфация; 7 – локальные прогнозные органогенные постройки; 8 – скважина глубокого бурения. *Типы пород в области отсутствия отложений:* 9 – кислые изверженные породы и гранито-гнейсы; 10 – осадочные обломочные терригенные породы; 11 – те же с прослоями карбонатных пород; 12 – те же с широким развитием карбонатных пород; 13 – граница предполагаемого современного распространения бийских отложений; 14 – изопакхиты; 15 – границы фаций. *Тектонические элементы:* I – склон Жигулёвско-Пугачёвского свода, II – Клиновский выступ, III – Пигарёвско-Карповский вал, IV – Малоиргизский прогиб, V – Марьевско-Ершовский выступ, VI – Милорадовский прогиб, VII – восточное продолжение Малоиргизского прогиба в Бузулукскую впадину, VIII – Разумовско-Западно-Вишнёвская структура, IX – Камелик-Чаганская система взброс-надвиговых дислокаций, X – Перелюбско-Рубежинский прогиб, XI – Прикаспийская впадина

корреляцию поверхности черноморских аргиллитов по всем трем пробуренным скважинам, структурная карта построена по разным литолого-стратиграфическим уровням (в более позднее время структурная

карта построена по кровле афонинского горизонта (рис. 4).

В скв.1 вместо отметки порядка –2013 м принята отметка –2024 м, которая по каталогу НВНИИГГ 1964 г. действительно мо-

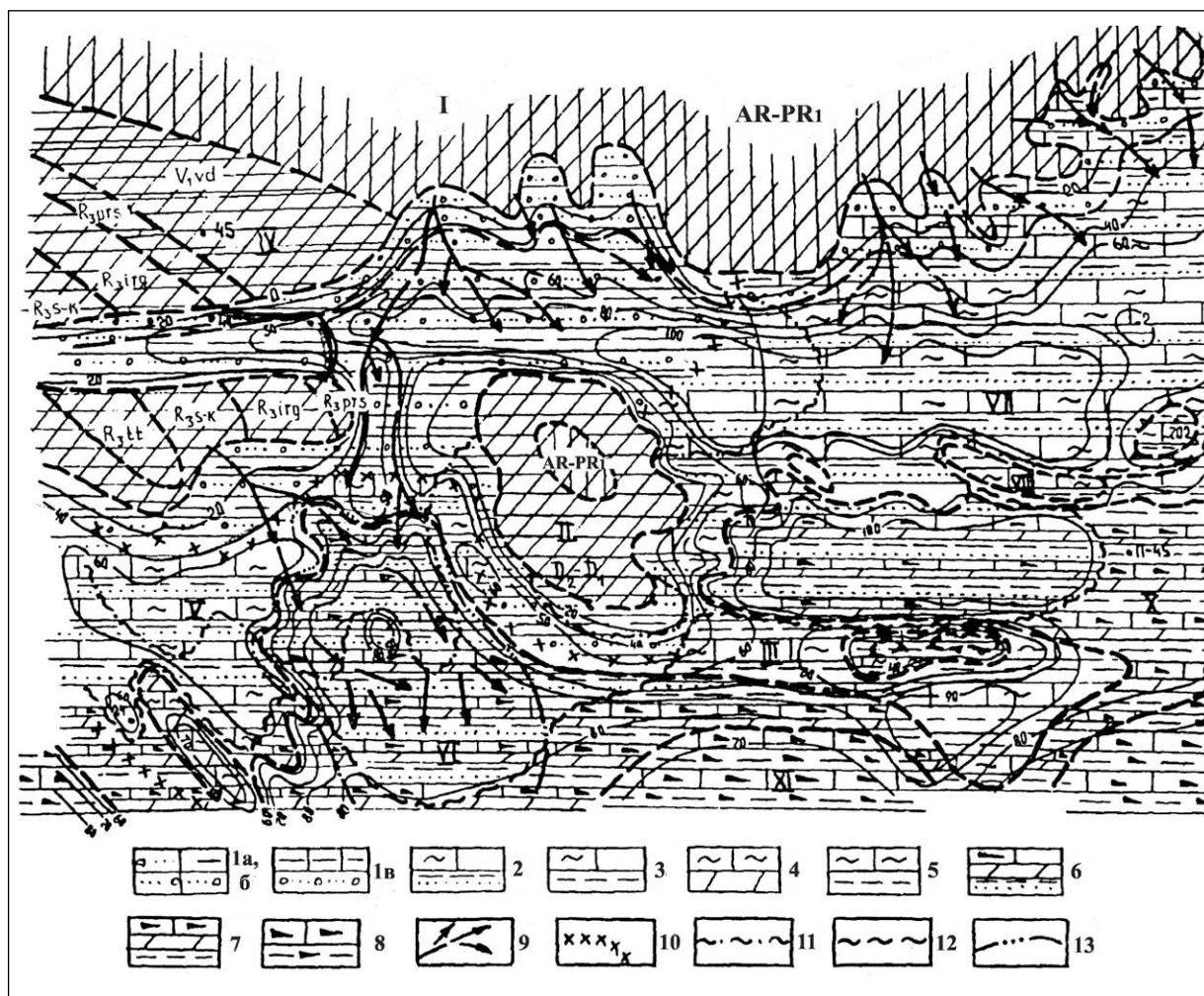


Рис. 2. Литолого-фациальная и палеогеографическая карта клинцовского времени юго-западной части Бузулукской впадины (фрагмент)

1 а – грубообломочная терригенная аллювиально-дельтовая фация (зона прибрежной аккумулятивной равнины, в период трансгрессий, заливавшаяся морем); 1 б – та же самая с появлением песчано-глинистого материала; 1 в – та же с появлением среднего карбонатного пласта и преобладанием в верхнем пласте глинистых пород; 2 – парагенез карбонатной и терригенно-карбонатной морской и терригенной континентально-морской фаций; 3 – тот же самый с отсутствием песчано-алевритового материала; 4 – карбонатная мелководно-морская фация сводового типа; 5 – терригенно-карбонатная мелководно-морская фация сводового типа; 6 – иловая впадина частично компенсированного типа. *Парагенез фаций:* морской карбонатной и терригенно-карбонатной доманиковского типа и терригенной (песчано-глинистой); 7 – то же самое, песчано-алевритовые породы отсутствуют; 8 – глубоководная терригенно (глинисто) – карбонатная фация; 9 – предполагаемые положения палеорусел и подводных бороздин; 10 – граница распространения среднего карбонатного пласта; 11 – граница распространения песчано-алевритовых пород верхнего пласта; 12 – та же, но нижнего терригенного пласта; 13 – граница подводно-дельтовых отложений. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

жет быть и отвечала в тот момент времени кровле мосоловских отложений, но она противоречит представленной схеме корреляции литологических пластов мосоловского возраста. Аналогичная картина наблюдается и по скв.2, где подошва черноярских аргиллитов отбивается на отметке –2043 м, а на построенной структурной

карте на отметке –2059 м, что соответствует кровле мосоловских отложений на 1964 г. Таким образом, кровля мосоловских отложений по карте в скв.1 углублена на 11 м, а в скв.2 – на 16 м.

Точность структурного построения по кровле мосоловского горизонта по данным промысловой геофизики варьирует от

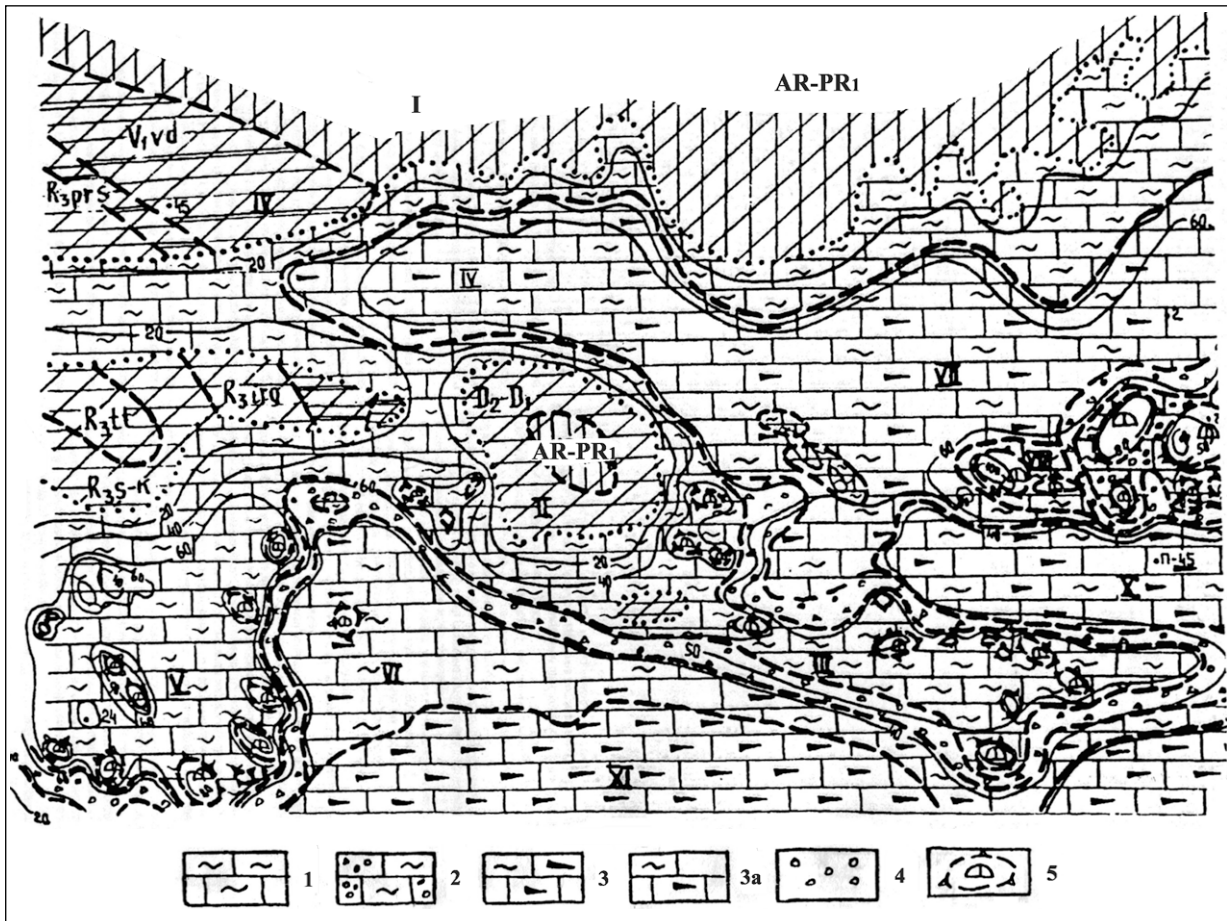


Рис.3. Литолого-фациальная и палеогеографическая карта мосоловского времени юго-западной части Бузулукской впадины (фрагмент)

1 – карбонатная мелководно-шельфовая фация (зона прибрежной вьположенной равнины); 2 – карбонатная мелководно-шельфовая фация сводового типа (зона открытого мелководного бассейна); внутришельфовые иловые впадины доманикового типа; 3 – с продолжительным характером доманиковых условий, 3 а – с кратковременным характером доманиковых условий; 4 – фация предрифового обломочного шлейфа; 5 – био-гермная субфация (мелководно-шельфовый сводовый тип разреза). Остальные условные обозначения см. на рис.1

13 до 19 м, что не мешает созданию общего предварительного заключения о том, что скв.4 пробурена в присводовой части палеоподнятия по кровле мосоловского горизонта.

Нами проведено расчленение разреза мосоловских отложений (табл. 1, рис. 4) на несколько различных по литофациальным и емкостно-фильтрационным свойствам пластов. Как указывалось ранее, эти отложения по всему Саратовскому Поволжью подразделяются на три части: нижняя и верхняя части (ms_1 и ms_3) характеризуются весьма специфическим литологическим составом. Они сложены, как

правило, известняками без признаков доломитизации и выщелачивания. Известняки микритовой и тонкокристаллической структуры, микро- и тонкослойчатой текстуры, шламовые и мелко-тонкодетритовые. Они темно-серого до черного цвета, обогащены рассеянным органическим веществом. Специфический набор органических остатков – тентакулиты, стилиолины, мелкие тонкостенные аммониты, интенсивная пиритизация указывают на формирование их пород в крайне спокойном относительно глубоководном (не более 70–90 м) морском бассейне, близко к доманиковым типам, с восстановительными условиями захо-

Таблица строения верхнеэйфельских отложений Клинцовской площади

№ скв.	1			4			2		
Абс. отм., м Кровли мосол. известняков (ms ₃) по Яцкевичу	-2013			-2025			-2043		
по "Нефть Поволжья"	-2024			-2025			-2059		
стратиграфич. расчленение	абс. отм. кровли	мощн. толщин	∑ общая	абс. отм. кровли	мощн. толщин	∑ общая	абс. отм. кровли	мощн. толщин	∑ общая
S _{ja}		2м			25м			4м	
ms ₃	-2013	14м	91м	-2025	13м	76,5м	-2043	20м	74м
ms ₂₋₂	-2030	25м		-2037	28,5м		-2063	15,5м	
ms ₂₋₁		17м			15м			6,5м	
ms ₁	-2072	23м		-2082	18м		-2085	28м	
ВНК - 2082м, а по Клинцовскому месторождению принят - 2096м									
Кл.-3 (черед. И, М, А) D _{2kl}	14м			15м			15м		
Кл.-2 И	11м			9,5м			14,5м		
Кл.-1 Г-Ал.	12м			14м			14м		
Кл.-1 И	13м			10м			11,5м		
bs D _{2bs}	19,5м			19			19		
							-2168		

ронения органических остатков и шлама. Известняки весьма плотные, с низкими емкостными и фильтрационными свойствами, выполняют роль покровов.

Мощность верхнего пласта варьирует от 13 м (скв.4) до 14 м (скв.1) и 20 м в скв.2; мощность нижнего пласта составляет соответственно 18, 28 и 23 м.

В обработке скв.5 находились 10 образцов. В результате прокаливания породы в муфельной печи выделены фаунистические остатки, по которым даны 8 определений возраста пород.

1. Интервал 2030–2032,6 м (в.к. 2,6 м; верх интервала). Известняк светло-серого цвета мелкогустково-комковатой структуры, слабо пиритизированный, содержит раковины остракод: *Bairdia* cf. *manifesto* Rozhd. et Tschig., распространенные в отложениях средне- и верхнефаменского подъяруса (D_{3fm₂₋₃}).

2. Интервал 2030–2032,6 м (в.к. 2,6 м; 0,7 м сверху). Известняк аналогичен вышеописанному, содержит фрагменты раковин остракод неудовлетворительной сохранности, относящихся к р. *Acratia*.

ГЕОЛОГИЯ

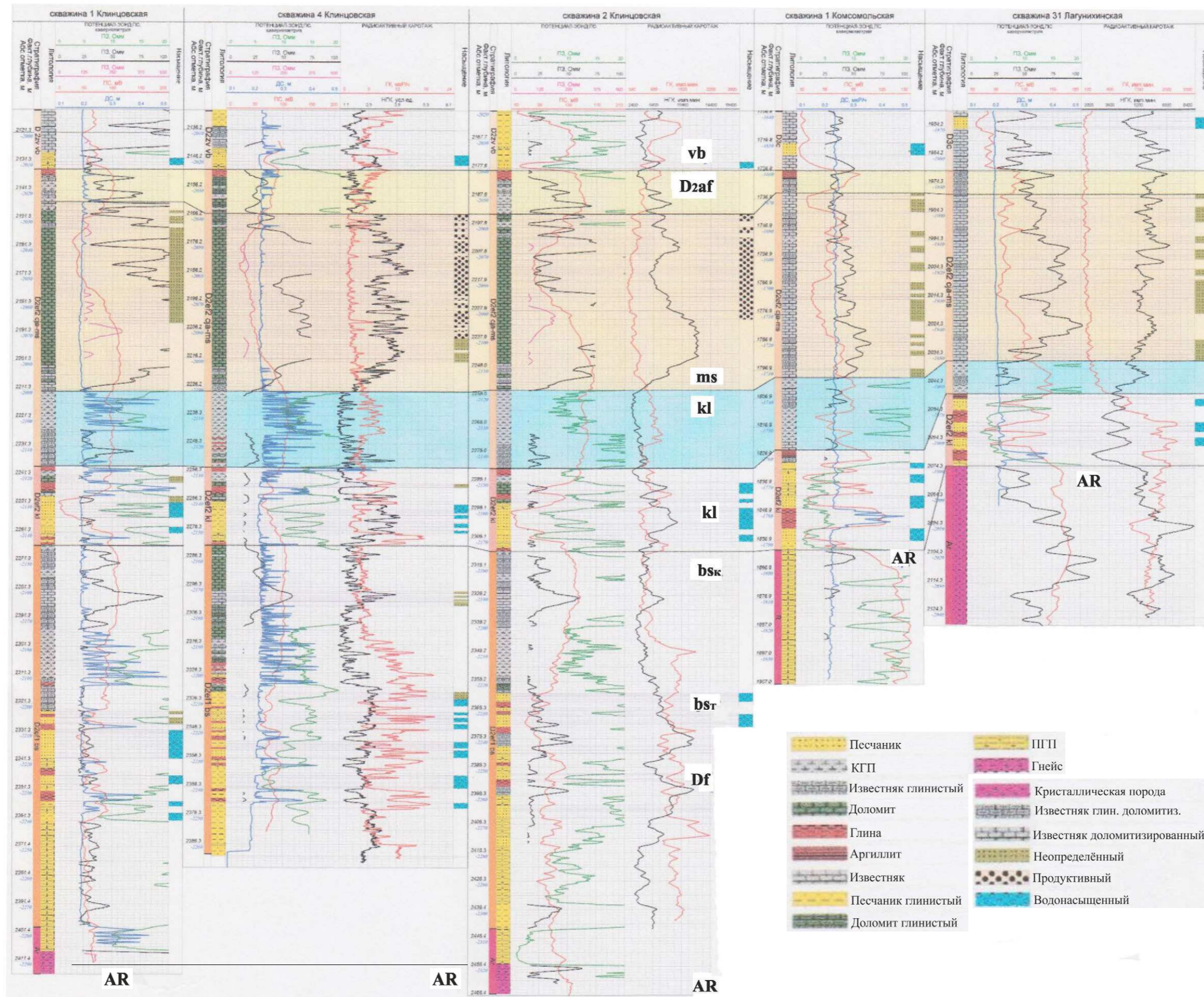


Рис. 4. Схема корреляции отложений среднего девона по скв.1, 4, 2 Клиновской, скв.1 Комсомольской и скв.31 Лагунихинской площадей (составлена по материалам «Нефть Поволжья»)

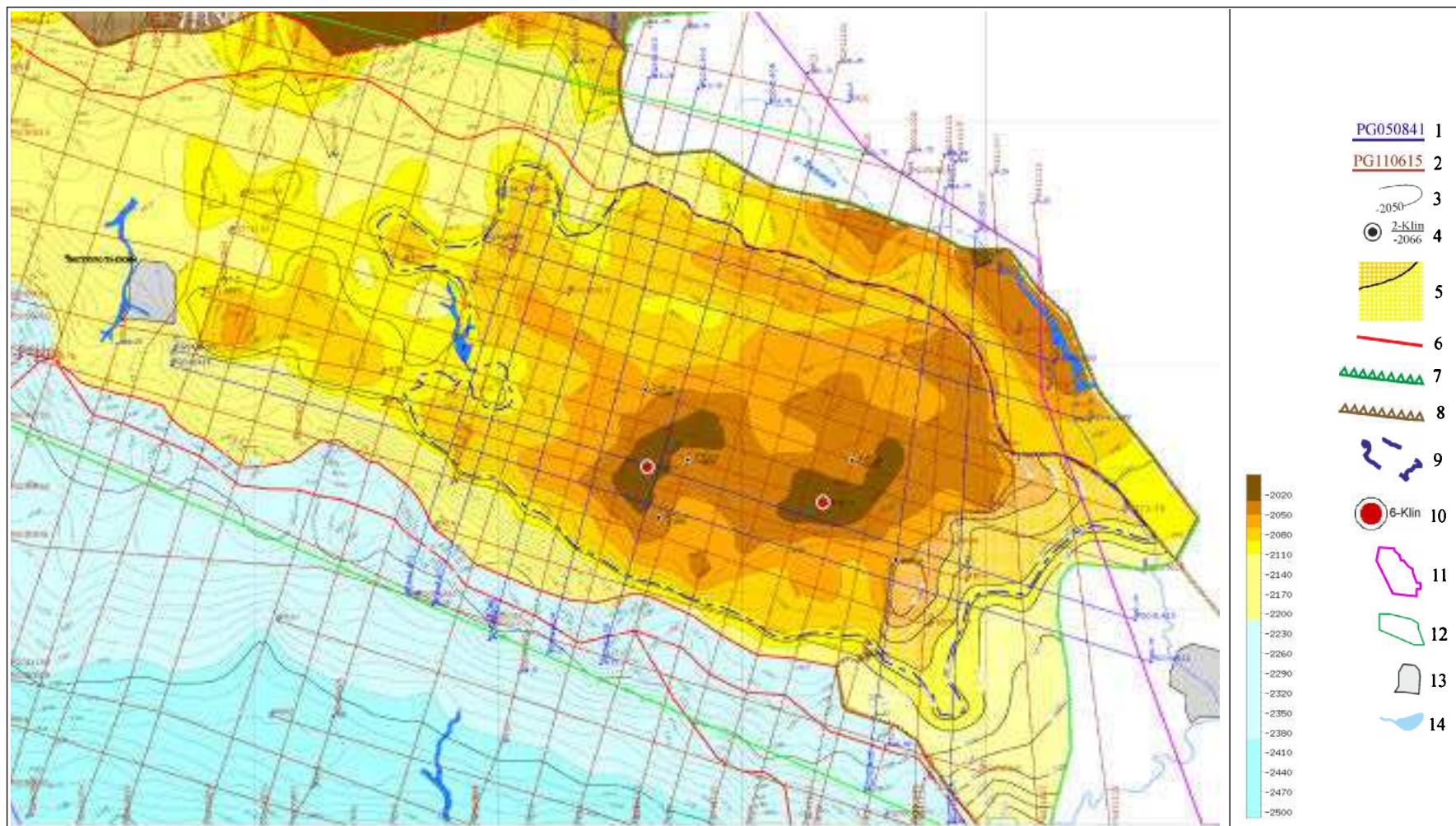


Рис.5. Структурная карта кровли продуктивного пласта мосоловских отложений
(составил В.М. Абрамов, гл. геолог ОАО "ВНГ" [24])

1 – сейморазведочные профили МОГТ-2 Д, обработанные ОАО "Волгограднефтегеофизика" по договору с ООО "НК «ГеоПромНефть»" № 270–13 от 25 ноября 2013 г.; 2 – сейморазведочные профили прошлых лет; 3 – изогипсы кровли продуктивного пласта мосоловских отложений D_{ms} , в м; 4 – № скважины, индекс площади, в знаменателе – абс.отм. кровли продуктивного пласта мосоловских отложений, в м; 5 – область выхода мосоловских отложений под эрозионный срез; 6 – разрывные нарушения; 7 – линия, ограничивающая область размыва (отсутствия) мосоловских отложений; 8 – граница зоны выхода мосоловских отложений под предфаменский размыв; 9 – граница ВНК; 10 – проектная скважина; 11 – граница 1 Пугачёвского лицензионного участка; 12 – контур площади разведочных работ Клиновского месторождения 1 Пугачёвского лицензионного участка; 13 – населенный пункт; 14 – гидрография

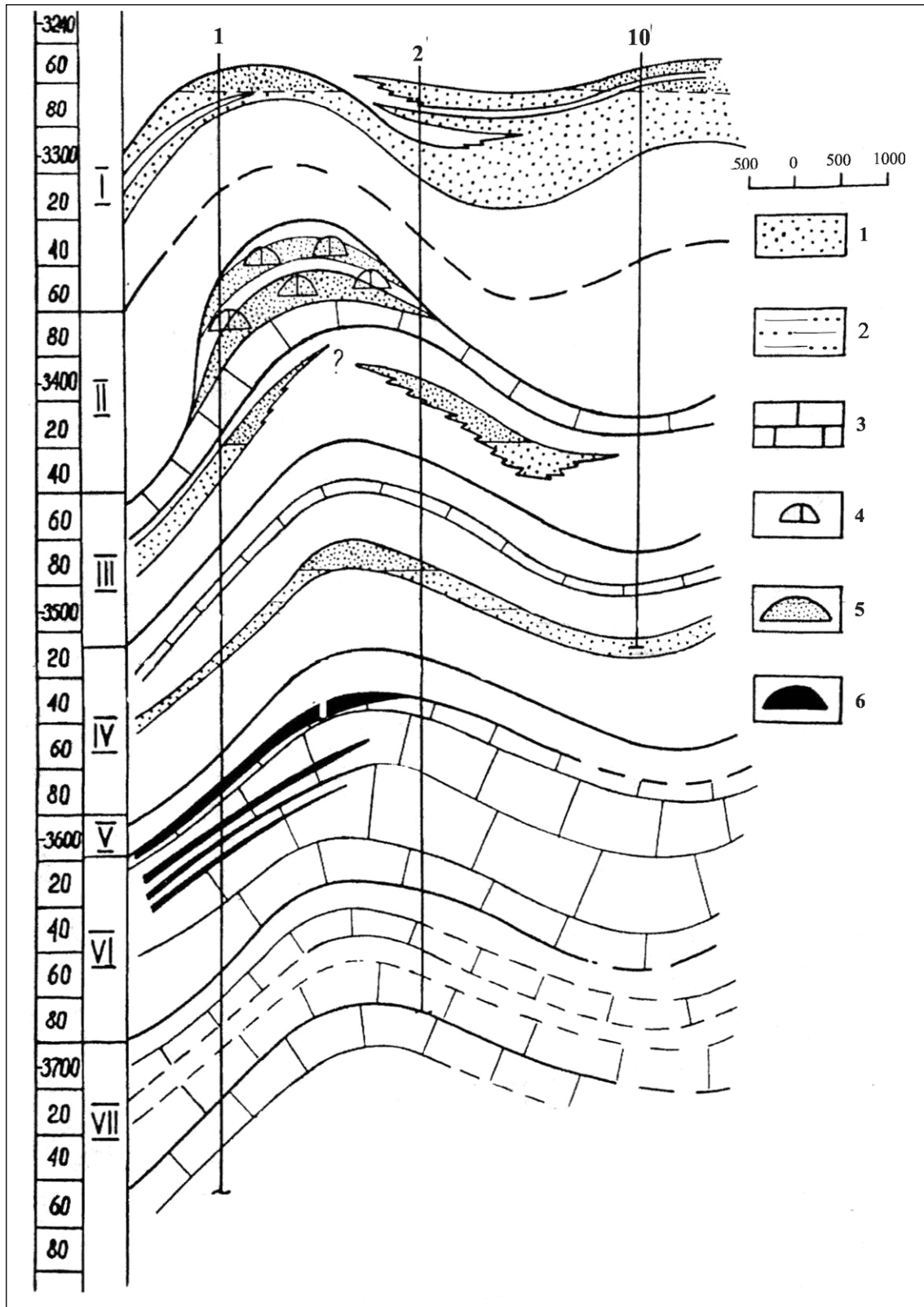


Рис. 6. Горчаковское месторождение. Геологический профиль через скв. 1–2–10
(составили Шебалдина М. Г., Мелехова А. Т., 1983)

Слои: I – пашийские, II – муллинские, III – ардатовские, IV – воробьёвские, V – черноярские, VI – мосоловские, VII – морсовско-бийские. 1 – песчаники; 2 – глинистые песчаники, алевриты, алевролиты; 3 – карбонатные породы; 4 – рифогенные породы; 5 – газовая залежь; 6 – нефтяная залежь

3. Интервал 2122,5–2134,6 м (в.к. 12,1 м; 11,3 м сверху). Известняк серовато-бежевый, микрокристаллический с глинисто-битуминозными прослойками, содержит створковый детрит плохой сохранности, криноидеи, остракоды: *Knoxia*? sp., *Famenella* sp., *Bairdia* aff. *subeleziana* Egor., предположительно ранне-среднефаменского возраста (D₃fm₁₋₂).

4. Интервал 2155–2167 м (в.к. 12 м; 4,5 м сверху). Известняк темно-серого цвета, шламово-биокластовый, глинистый, пятнисто-доломитизированный, содержит детрит брахиопод, членики криноидей, редко фрагменты кораллов, остракоды: *Cryptophyllus* sp., *Cavellina modesta* Rozhd. (много), *Bairdia* sp., *Bairdiocypris* sp. Вид *Cavellina modesta* является характерным в отложениях черноморского горизонта эйфельского яруса (D₂cja).

5. Интервал 2155–2167 м (в.к. 12 м; 6,5 м сверху). Известняк серого цвета, глинистый с прожилками кальцита, содержит раковины остракод: *Orthocypris* sp., *Costatia* sp., *Bairdia* aff. *hexagona* Pol., *B. tikhyi* Pol., *Bairdiocypris* sp., сопутствующие и переходящие из подстилающих мосоловских отложений верхнеэйфельского подъяруса в черноморские (D₂cja).

6. Интервал 2155–2167 м (в.к. 12 м; 9,2 м сверху). Известняк темно-серого цвета, глинистый, шламово-биокластовый, рассеянно пиритизированный, содержит криноидеи, гастроподы, остракоды: *Cavellina modesta* Rozhd., *Bairdia* sp. позднеэйфельского (черноморского) возраста (D₂cja).

7. Интервал 2308,65–2314,65 м (в.к. 6 м; верх интервала). Известняк серый, мелкокристаллический, криноидный, содержит створковый детрит, замещенный пиритом, неопределимые створки крупных форм остракод, ядро, сходное по очертанию с р. *Evlanella*, и раковину *Microcheilinella affinis* Pol., распространенную в отложениях нижней части эйфельского яруса (D₂kv-bs).

8. Интервал 2308,65–2314,65 м (в.к. 6 м; 2,3 м сверху). Известняк темно-серый, почти черный, плотный, пиритизированный, содержит двухканальные криноидеи, мелкого размера гастроподы, ядра и разрозненные створки остракод, а также единично раковины: *Praepilalina praepilata* Pol., *Baschkirina* cf. *suavis* Rozhd., распространенные в койвенско-бийских отложениях эйфельского яруса (D₂kv-bs).

9. Интервал 2308,65–2314,65 м (в.к. 6 м; 5,75 м сверху). Известняк темно-серый, глинистый, неравномерно доломитизированный, перекристаллизованный, содержит неудовлетворительной сохранности раковины остракод: *Knoxia* aff. *inserica* Pol., *Evlanella*? *Bairdia rara* Pol., *Praepilalina* cf. *praepilata* Pol., *Baschkirina suavis* Rozhd. койвенско-бийского возраста (D₂kv-bs).

Расчленение верхнеэмского разреза осуществлено по данным заключений о возрасте пород по фауне и споро-пыльце в скв.5 и других близлежащих скважинах.

В скв.23 Семёновской площади мощность верхнего пласта 30 м, а нижнего – 13 м. Это может свидетельствовать о том, что на период раннемосоловского времени на Семёновском участке за время существования относительного глубоководья (при относительно стабильном спокойном тектоническом режиме) накопилось меньше осадков, чем на Клинецовском участке, и наоборот, в позднемосоловское время на Клинецовском участке накопилось существенно меньше, видимо, вследствие более высокого положения в рельефе морского дна поверхности погруженного биогермного сооружения и меньшего времени накопления карбонатных доманиковых илов, то есть когда за пределами клинецовского участка повсеместно накапливались доманиковые илы, над биогермной постройкой еще какое-то время могли существовать условия проявления действия морских волнений и

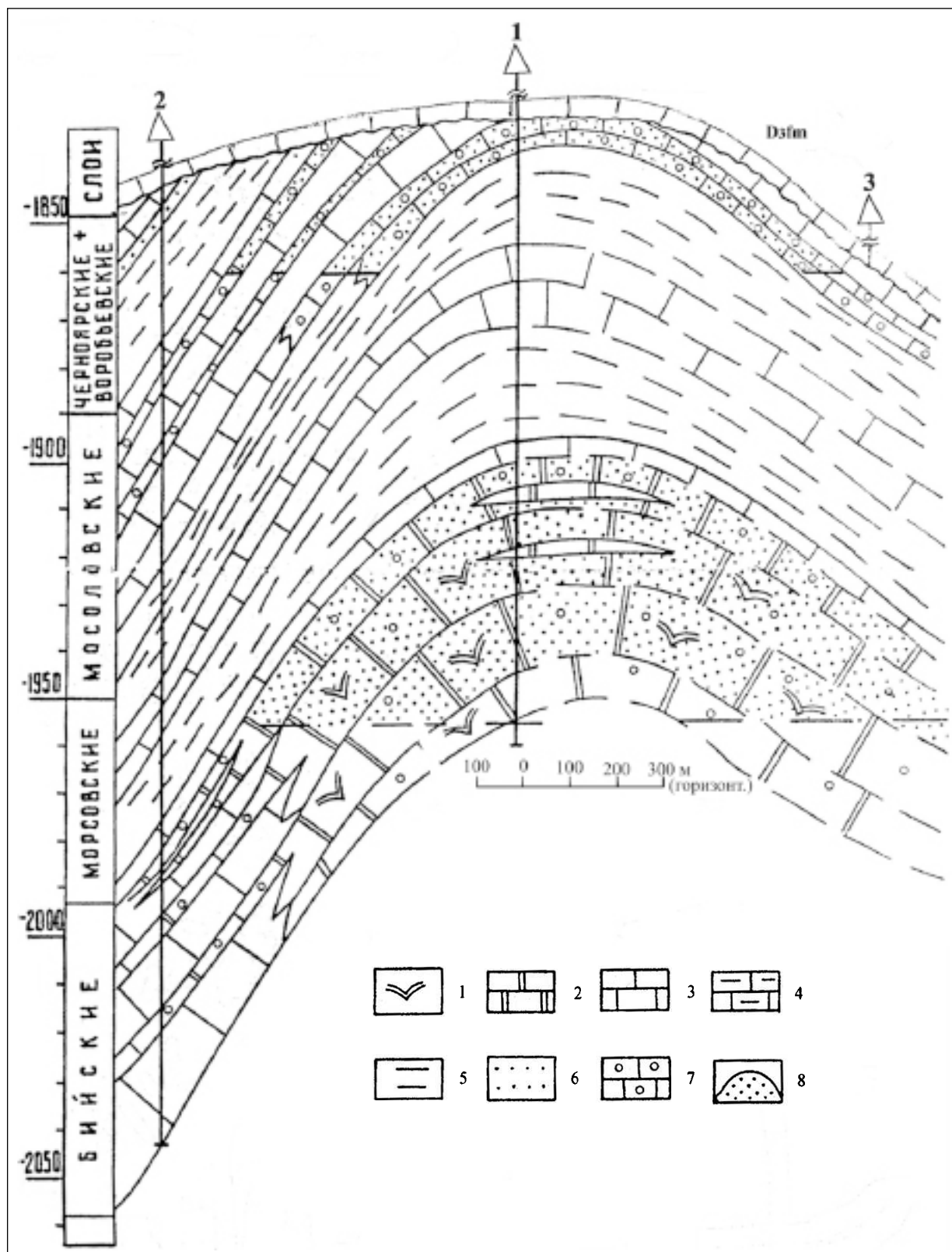


Рис. 7. Коптевское месторождение. Геологический профиль
(составила Шебалдина М. Г. по данным Мелеховой А. Т., Умновой Л. Н.)

1 – рифогенные породы, 2 – доломиты, 3 – карбонатные породы, 4 – глинисто-карбонатные породы, 5 – аргиллиты, 6 – песчаники, 7 – коллекторы, 8 – газовая залежь

течений, препятствующих накоплению и захоронению илов.

Залежи нефти и газа в карбонатных отложениях среднего девона имеют ограниченное распространение, приурочены к отложениям рифового генезиса: в ардаатовских отложениях к пласту D₂IV (Соколовгорская, Любимовская, Сосновская, Александровская, Квасниковская, Генеральская, Советская площади и др.), в мосоловских отложениях приурочены к их средней части (Коптевская, Горчаковская и другие площади); в отложениях вторичных выщелоченных доломитов бийского возраста мощностью до 100 м (Ершовская площадь) отмечены небольшие притоки нефти.

Следует отметить, что целенаправленные поисково-разведочные работы на залежи УВ в карбонатных отложениях девона не проводились. Залежи открывались попутно при разбуривании локальных структур в терригенном девоне. Это связано большей частью с отсутствием достаточного количества поисковых скважин, так как зоны развития рифогенных ловушек выявляются только при анализе распространения фациальных типов карбонатных пород.

Как правило, все выявленные ловушки рифового типа имели надежные экраны. Так, ардаатовские одиночные рифы пальчикового типа экранируются сверху мощной до 30–40 м толщей глинистых пород муллинского возраста, компенсируются с периферии аргиллитами того же возраста. При этом мощность построек варьирует от 20–40 м до 60–100 м. Залежи приурочены к пластам выщелоченных, кавернозных, трещиноватых, поровых, вторичных, разнокристаллических доломитов. В процессе роста рифа отмечены многочисленные падения уровня моря, что нередко приводило к интенсивному выщелачиванию органогенных пород, формированию карста. Таким образом, в едином высокоамплитудном

пинакле могли формироваться несколько изолированных залежей массивного типа.

В мосоловских отложениях органогенные постройки имеют линзовидно-пластовый характер. Результаты опробования среднего мосоловского пласта приведены ниже.

Относительная вялость тектонических движений этого времени способствовала широкому площадному распространению биостромовых и биогермных фаций в периоды кратковременных падений уровня относительно глубокого моря в южной части Саратовского Поволжья. Они развиты в пределах Саратовского Право- и Левобережья, мощность вторичных биогермных доломитов достигает 20–30 м и более. Эти вторичные доломиты имеют надежную битуминозно-глинисто-карбонатную покрывку верхнемосоловского возраста (сходные породы со свойствами флюилоупоров развиты и в нижнемосоловском пласте), а также глинисто-карбонатную толщу разной толщины 2–5–30 м и более черноморского возраста. В благоприятных структурных тектонических условиях в мосоловских отложениях формировались структурные пластовые и осложненные литологическим экраном залежи (рис. 6) (Горчаковское месторождение). Несмотря на широкое развитие биостромовых органогенных построек на той или иной территории, отмечено, что наибольшая мощность, связанная с генетическим переходом органогенных построек пластового типа в биогермный, происходит лишь на более приподнятых участках морского дна, связанных с локальным тектоническим основанием, нередко приуроченным к приподнятым, слабо выраженным приразломным блокам. Весьма показательна в этом плане модель строения Горчаковского месторождения. В юго-восточной части Степновского сложного вала на Горчаковской площади по поверхности карбонатно-терригенных пород клинцовского возраста

выявлена локализованная малоамплитудная структура, переходная к структурному носу. В среднемосоловское время в ее пределах локализовалась биогермная постройка (высотой 20–30 м) коллекторов с улучшенными емкостными и фильтрационными свойствами. Причем окружающие ее доломиты биостромового типа мелкокристаллические вторичные являются экраном. Создается впечатление, что постройка располагается и обусловлена влиянием последующих перестроек структурного плана. В поперечном разрезе, видимо, неоднородная, подразделяется на серию пластов с улучшенными свойствами, литологически ограниченными.

Ловушки подобного рода даже при использовании высокоразрешающей сейсморазведки можно выявить только на базе литолого-фациального анализа кернового материала.

Нефтяная залежь, установленная в мосоловских отложениях Горчаковской площади, таким образом, приурочена к биостромно-биогермным вторичным рифогенным доломитам пластового типа, развитым на большей территории юго-восточной части Степновского сложного вала. И лишь на отдельных локальных приподнятых участках морского дна могли, при заметных кратковременных падениях и постепенных поднятиях уровня моря, возникнуть органические тела с улучшенными емкостными и фильтрационными свойствами пород-коллекторов.

Несколько иначе обстояло дело в Дальнем Саратовском Поволжье. Здесь установлена заметная тектоническая дифференциация территории, четко выраженная по отложениям терригенного девона. Марьевская приподнятая зона в своей западной части имеет разрезы (рис. 7) в которых на предфаменский срез (Коптевская площадь) выходят размытые отложения ардатовского, воробьевского, черноморского и мосоловско-

го возрастов, а на Марьевской вершине они представлены в полном объеме и перекрыты муллинскими аргиллитами (рис. 7).

Подстилающие отложения на Коптевском месторождении (клинцовский горизонт) представлены в нижней и верхней частях глинистыми и алевро-глинистыми отложениями, а средний пласт – карбонатными мелководно-морскими осадками. Учитывая установленный факт приуроченности песчано-алевритовых осадков клинцовского горизонта за пределами Коптевского месторождения к нижней и верхней частям разреза и фациального замещения их к сводам поднятий на глинисто-алевритовые и глинистые разности, как это доказано для аллювиально-дельтовых отложений, можно считать, что Коптевское месторождение приурочено к локальному поднятию, существовавшему в эйфельско-раннеживетское время. Об этом свидетельствует и установленный факт развития карбонатных пород-коллекторов в отложениях бийского возраста. Поэтому мосоловские отложения на Коптевском месторождении на трех уровнях характеризуются интенсивной выщелоченностью, широким развитием каверновых, порово-каверновых и трещиноватых вторичных доломитов по биогермным известнякам (рис. 7).

Высота залежи достигает 30 м. По крайней мере, на период накопления осадков мосоловского возраста было 3 этапа формирования рифогенных пород. При кратковременных падениях уровня моря экзогенные агенты выветривания в какой-то момент могли несколько улучшить первично-седиментационные емкостные свойства рифогенных пород. Однако главная фаза интенсивного выщелачивания и карстообразования падает на этап предфаменского размыва, в результате которого были разрушены и вынесены терригенные и карбонатные отложения франского, живетского и верхнеэйфельского возраста, причем

на заключительных этапах континентального перерыва прошло интенсивное карстообразование выведенных на предфаменскую поверхность несогласия карбонатных пород мелководно-шельфового генезиса. А наиболее интенсивные процессы карстообразования приурочены к породам рифового генезиса, так как они уже были частично затронуты агентами выветривания в период своего образования. Мосоловские отложения перекрыты маломощной «покрышкой», представленной слабоглинистыми известняками данково-лебедянского возраста.

Карбонатные отложения бийского возраста также на этой площади имеют рифогенную природу, мощность их достигает 60 м и более. Однако их емкостные и фильтрационные свойства несколько хуже таковых мосоловского возраста, так как они не были подвергнуты в течение геологической истории процессам экзогенного выщелачивания и карстообразования. Мощность газонасыщенной части бийского горизонта достигает 50 м.

Отложения пласта D_2ms представлены доломитом с прослоями известняка пористо-кавернозно-трещиноватого типа, насыщенного нефтью. Структурные построения выполнены на основе структурной карты по отражающему горизонту (ОГ) nD_2vb , полученной по результатам сейсморазведочных работ МОГТ-2Д (2009–2012 гг.).

Залежь пластовая, сводовая, размерами 13,5 x 7,5 км, высотой около 96 м.

В 2011–2012 гг. в восстановленной после ликвидации скв.2 Клиновской были проведены испытания двух объектов пласта D_2ms . В результате испытания первого объекта (в период с 20 октября по 29 ноября 2011 г.) из интервала перфорации а.о. –2049,2 – –2069,2 м получен фонтанный приток нефти с водой дебитами $Q_n = 22,48$ м³/сут. и $Q_v = 67,42$ м³/сут. на штуцере 18 мм. При испытании второго объекта (в период с 24 мая

по 29 мая 2012 г.) из интервала перфорации а.о. –2070,2 – –2088,2 м был получен фонтанный приток нефти с обводненностью от 21,3 до 47,5%, дебит нефти составил 23,75 м³/сут. на штуцере 10 мм.

В период с 2010 по май 2013 года была пробурена и испытана скв.4 Клиновская. При испытании в открытом стволе пласта D_2ms в скв.4 Клиновской из интервала а.о. –2039,8 – –2067,8 м получен приток нефти с газом дебитом 359,9 м³/сут. При испытании в открытом стволе пласта D_2ms в скв.4 Клиновской из интервала а.о. –2067,2 – –2084,8 м получен приток фильтрата бурового раствора с нефтью дебитом жидкости 105,8 м³/сут.

В результате опробования в эксплуатационной колонне пласта D_2ms из интервала перфорации а.о. –2038,3 – –2066,8 м получен фонтанный приток нефти дебитом 86,1 м³/сут. на штуцере 10 мм. В результате опробования в эксплуатационной колонне пласта D_2ms из интервала перфорации а.о. –2084,8 – –2095,8 м получен приток нефти с водой дебитами $Q_h = 65$ м³/сут., $Q_b = 70$ м³/сут. на штуцере 12 мм. Условный подсчетный уровень принят на а.о. –2096 м по нижней дыре перфорации в скв.4 Клиновской. Коэффициенты пористости и нефтенасыщенности приняты по данным ГИС. Физико-химические свойства нефти приняты по данным исследования глубинных проб нефти, отобранных в скв.2 и 4 Клиновских.

КИН принят авторами равным 0,450 и рассчитан по статистическим зависимостям.

Запасы залежи оценены по категориям C_1 и C_2 . Граница категории C_1 проведена на расстоянии 1 км от испытанных скв.2 и 4 Клиновских. Остальные запасы залежи отнесены к категории C_2 (рис. 5). По пласту D_2ms принят КИН экспертно равным 0,35 как среднее значение по аналогии с одновозрастными отложениями

соседних месторождений. Начальные запасы на 01.01.2014 г. по категории C_1 : геологические 4347 млн т, извлекаемые 1522 млн т; по категории C_2 : геологические 29424 млн т, извлекаемые 10299 млн т.

При обосновании геологической модели была использована структурная карта по «кровле» нижнеэфельских отложений, построенная на основе обработки новых данных трехмерной сейсморазведки и сейсмических профилей разных лет. На которой особое внимание было уделено положению разрывных нарушений разной амплитуды по терригенному девону. По трем пробуренным скважинам построены литолого-стратиграфические разрезы, что позволило осуществить относительно надежную корреляцию терригенных и карбонатных пластов (рис. 8, 9).

Для полноты представления о связи разрезов данной площади с удаленными скважинами использовался разрез скв.23 Семёновской, в которой, как известно, развит терригенный девон в полном объеме, на предфаменский размыв выходят слабо размытые отложения тиманского возраста. Перекрываются они доломитовой толщей верхней части задонско-елецкого возраста.

Субмеридиональный геологический профиль построен через скв.4 вдоль профиля PR 21. На этот профиль условно перенесен разрез скв.23, приблизительно в субширотном направлении. Скважина 23 лишь констатирует существование южнее серии субширотных разрывных нарушений более полных разрезов терригенного девона. Вследствие этого нами условно показано положение второго разрывного нарушения, которое выделяется на структурной карте на прямой, соединяющей скв.4 и скв.23. Данный сейсмический профиль является одним из самых длинных – на юге он близко подходит к скв.30 Стройгаз. Однако для расшифровки модели строения месторожде-

ния мы ограничились условно вынесенной на профиль скв.23 Семёновской площади.

Выполненные сейсмические исследования позволили протрассировать серию разрывных нарушений субширотного и субмеридионального простираний. Субширотная трассировка разрывных нарушений соответствует Прикаспийскому, а субмеридиональная – Уральскому простиранию.

Замечено, что практически все разрывные нарушения проявляются парами. Одно из них, видимо, основное, второе – осложняющее первое, почти субпараллельное ему, а может быть, часть этих разрывов обусловлена сколами в теле фундамента. Ширина зажатых между ними узких блоков изменяется от 1500–1700 до 3500 м.

С юго-востока на северо-запад в приграничной части свода Клиновского участка проходит высокоамплитудное (более 300 м) разрывное нарушение, отделяющее Центральный Клиновский горст, на котором на предфаменскую поверхность размыва выходит маломощная кора выветривания кристаллического фундамента, от Клиновского грабена, в пределах которого развиты относительно полные разрезы терригенного девона. При этом на размытую предфаменскую поверхность (точнее «предданково-лебедянскую») в своде поднятия выходят размытые отложения черноморского возраста. В западном и восточном направлениях последовательно в присводовой части под поверхностью размыва появляются воробьевские, ардамовские и муллинские отложения. За пределами Клиновской приподнятой зоны между скв.2 Клиновской и скв.30 Стройгаз будут развиты полные разрезы терригенного девона, то есть появится пашийско-тиманский комплекс осадков. Напротив, в восточном направлении от скв.1 Клиновской площади зафиксировано субвертикальное разрывное нарушение амплитудой более 300–330 м. Это субмеридиональное нарушение контролирует

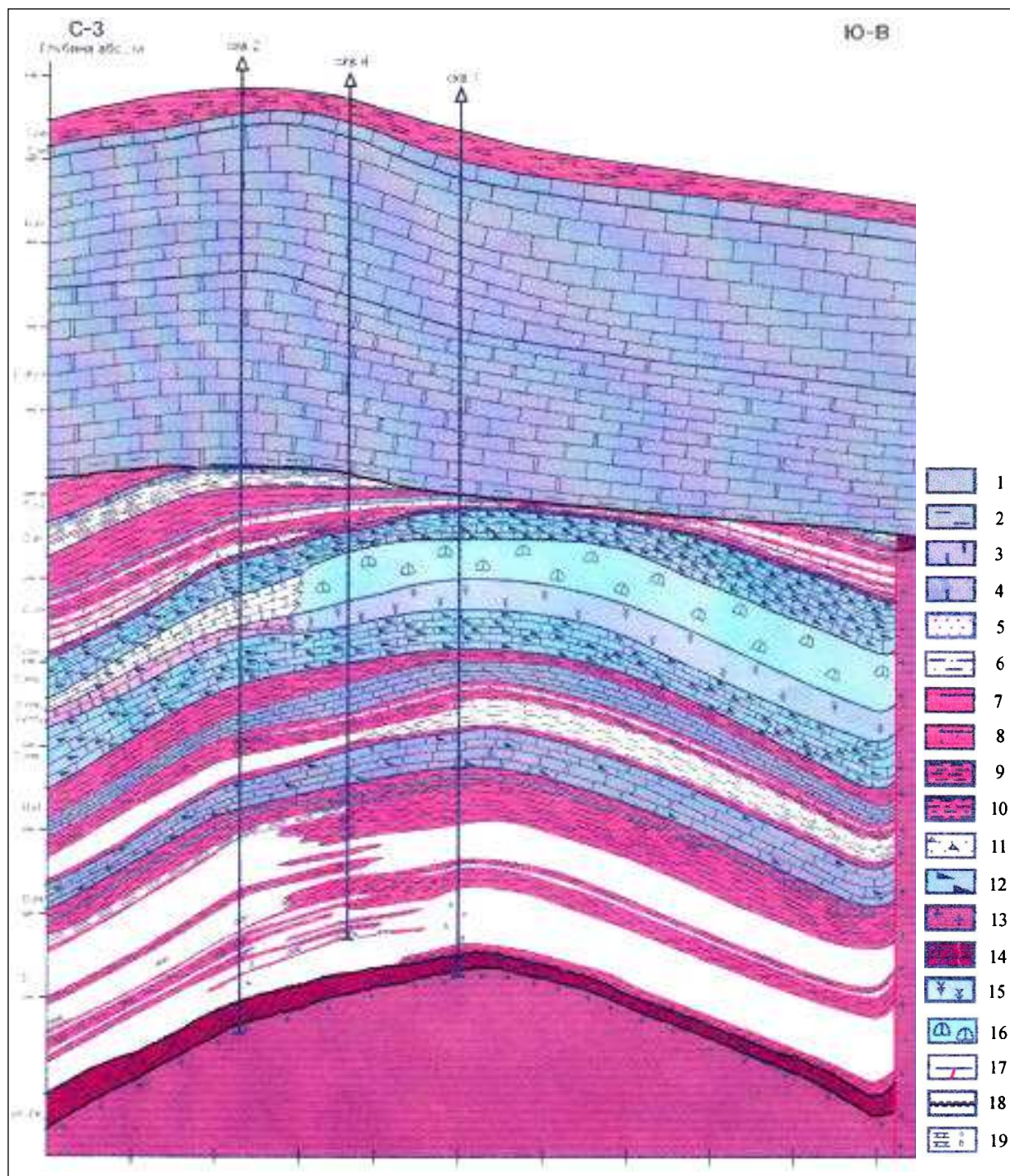


Рис. 8 а. Схематический литолого-фациальный геологический профиль через скв. 3–4–1 Клиновской площади
(по материалам "Нефть Поволжья" составил С. В. Яцкевич)

1 – известняк, 2 – известняк глинистый, 3 – доломит, 4 – известняк доломитизированный; 5 – песчаник, 6 – песчаник глинистый, 7 – глина, аргиллит, 8 – аргиллит известковистый, 9 – алевролит, 10 – алевролит глинистый, 11 – песчаник известковистый, 12 – известняк битуминозный, 13 – гранито-гнейс, 14 – кора выветривания гранито-гнейсов, 15 – породы биостромового генезиса, 16 – породы биогенного генезиса, 17 – разрывное нарушение, 18 – поверхность размыва, 19 – тонкие прерывистые прослои мергелей, известняков

на Клиновском валу центральную зону девона, так что на предданково-лебедян-полного отсутствия осадков терригенного скоую поверхность выходят слабо литифи-

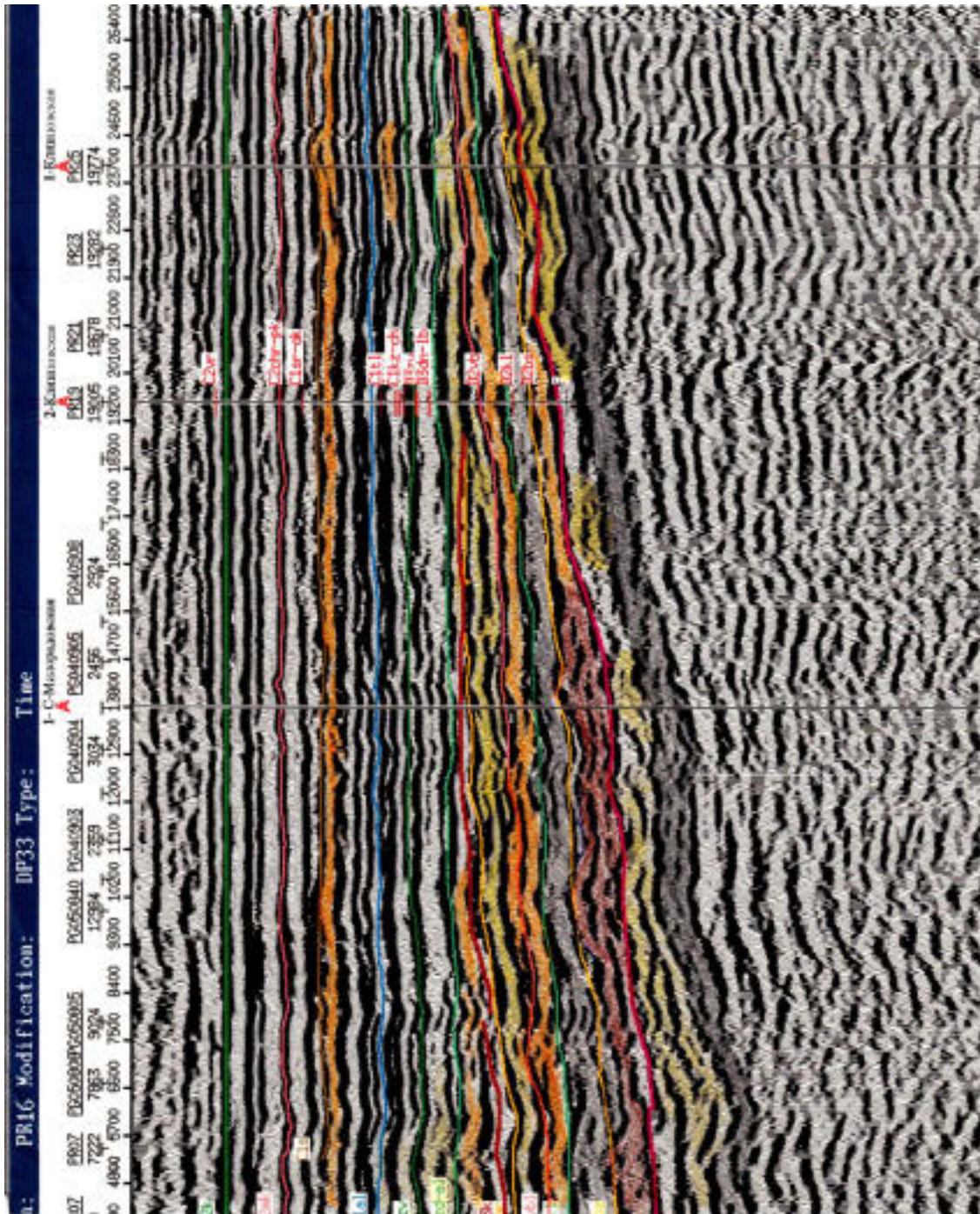


Рис. 8 б. Сейсмический профиль № 16 через скв.1 Северо-Милорадовскую, скв.2, 1 Клинецкие

цированные переотложенные породы коры выветривания архейско-нижнепротерозойских гранито-гнейсов, датируемых как нижнедевонская толща. Сходная картина зафиксирована по данным стратиграфического расчленения разрезов скважин Клинецкого выступа 1962–1964 гг., выполненного И. Н. Орловой, В. М. Щекочихиной, Т. И. Фёдоровой с учетом фауны форамини-

фер, брахиопод, остракод на скв.24 Любичкой, скв.31 Лагунихинской; в скв.2 Вешняковской. Над нижнедевонской карбонатно-терригенной толщей мощностью 55 м сохранилась от предфаменского размыва карбонатная пачка бийского горизонта толщиной в 14 м.

Анализ выполненных графических построений показал, что современное тек-

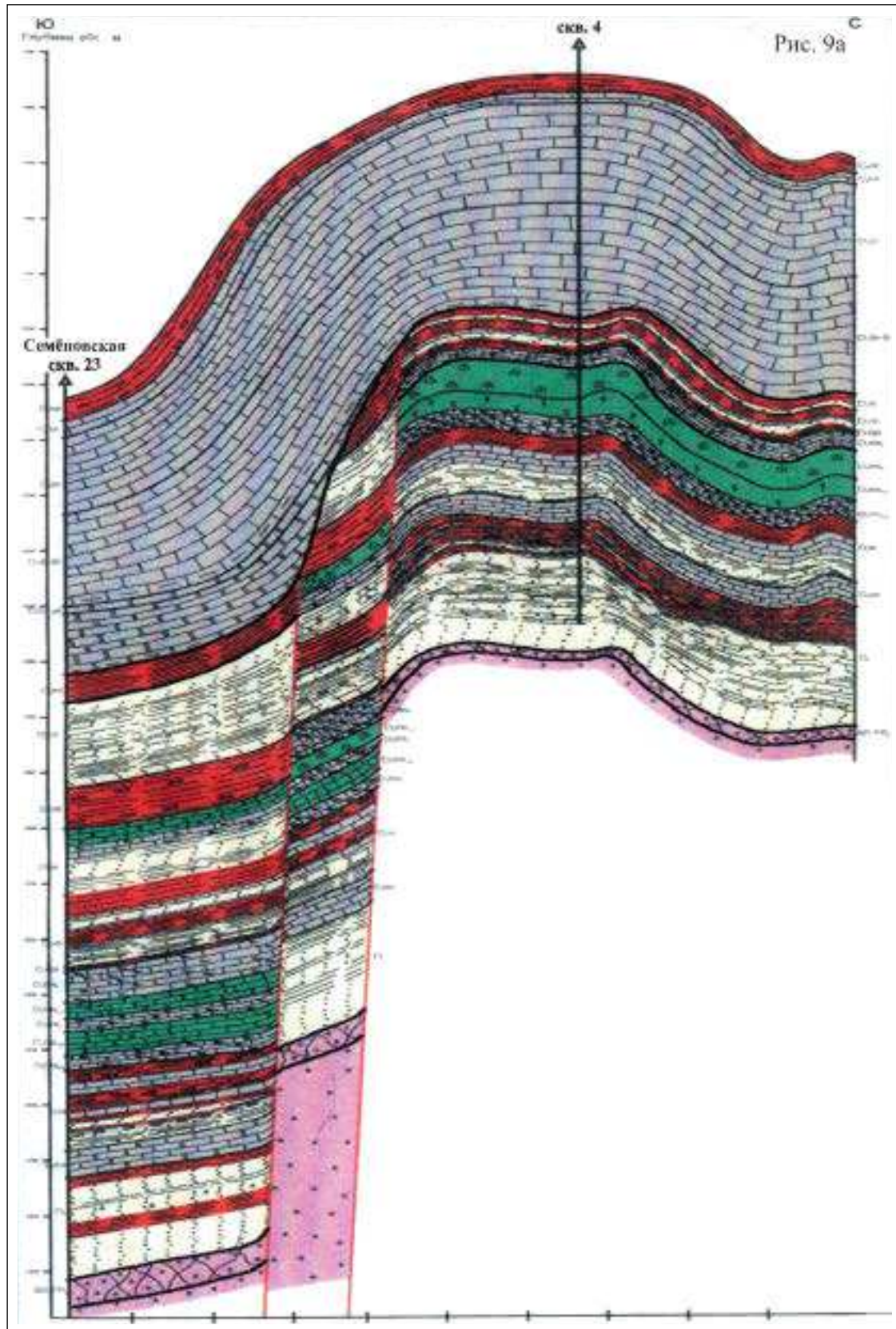


Рис. 9 а. Геологический профиль № 21 через скв.23 Семёновскую и продуктивную скв. 4 Клиновской площади
(по материалам "Нефть Поволжья", составил С. В. Яцкевич), (усл. обоз-я см. на рис. 8 а)

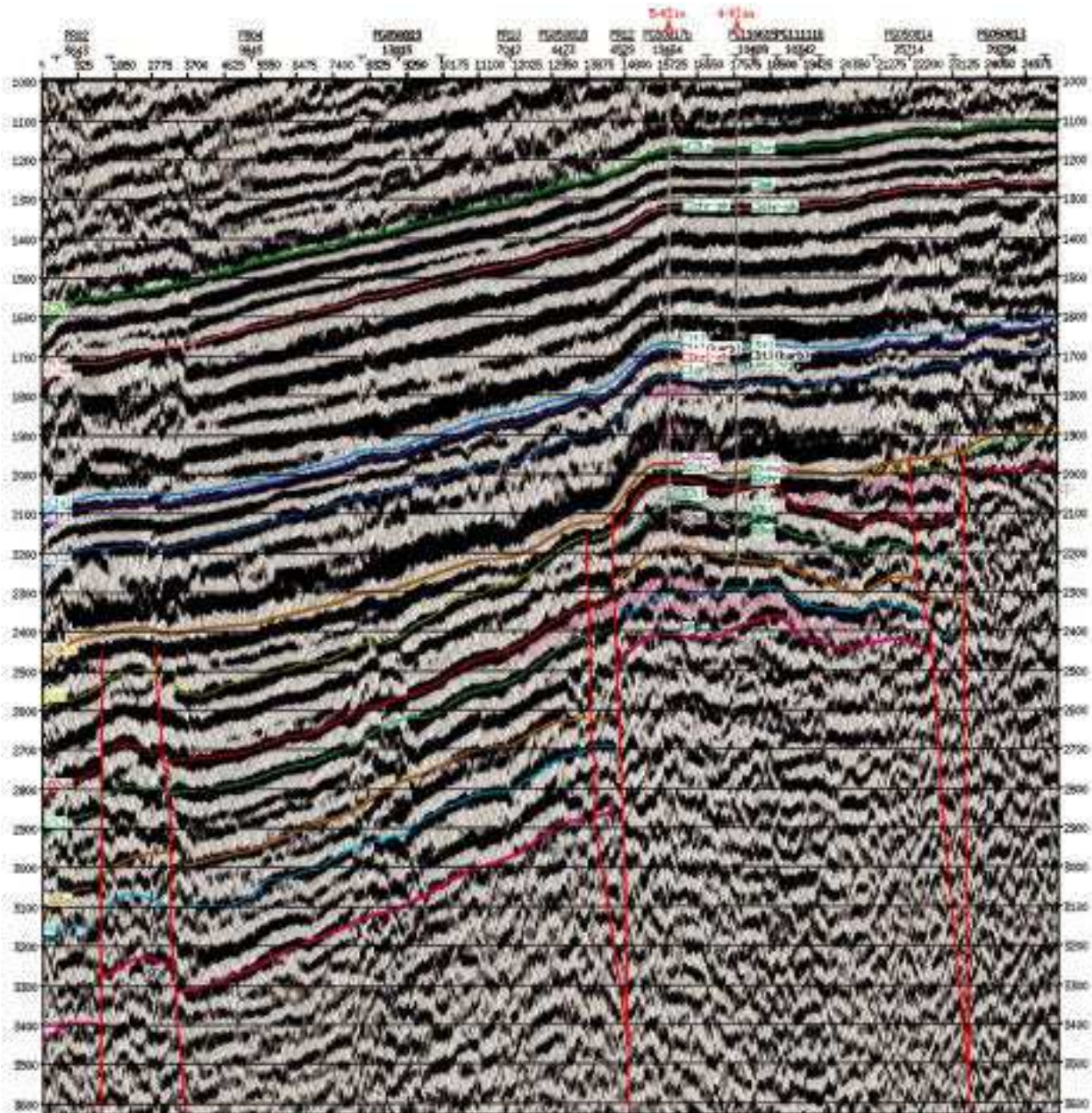


Рис. 9 б. Сейсмический профиль № 21
(составил Абрамов В. М. [24])

тоническое строение центральной части Клиновского выступа фундамента по девонским отложениям существенно отличается от всех ранее существовавших моделей [4, 10 и др.]. Отличие состоит в том, что все прежние модели предполагали существование обширной террасы на склоне выступа фундамента, полнота разрезов терригенного девона в направлении от его полных разрезов в сторону наивысшего залегания фундамента постоянно сокра-

щалась вплоть до полного его отсутствия. При этом ожидалось широкое развитие на склоне фундамента перспективных зон стратиграфически и тектонически экранированных ловушек УВ [4, 10, 13], оконтуривались зоны полного отсутствия осадков для всех стратиграфических подразделений терригенного и карбонатного девона [13]. В качестве перспективных объектов предполагались песчаные пласты нижнего девона, клиновских, воробьевских, ар-

датовских и пашийско-кыновских отложений. Планировалась постановка площадных сейсморазведочных работ с целью обоснования зон выклинивания разновозрастных пластов-коллекторов.

На основании вышеизложенного можно сделать несколько выводов, касающихся вопросов седиментации терригенного девона, наличия перспективных объектов, покрышек, этапности проявления основных структуро-формирующих движений на Клинцовском выступе фундамента, и, в конечном счете, расширения перспектив нефтегазоносности на Клинцовской площади. Самым интересным является то, что на начало накопления осадков эмско-нижнефранского комплекса на месте Клинцовского выступа фундамента существовала обширная, сравнительно выположенная зона мелководного терригенно-карбонатного шельфа, в северном направлении он распространялся вплоть до склонов Жигулёвского свода.

Жигулёвский свод был основным источником грубообломочного терригенного материала. На моноклиальном склоне отразилась в разрезах скважин Семёновской и Клинцовской площадей четкая ритмичность в колебаниях уровня моря, интенсивность привноса песчано-гравийного материала, четкая корреляция основных песчаных и маломощных карбонатных пластов между удаленными скважинами Семёновской и Клинцовской площадями. Мелководные прибрежно-морские условия накопления 100 м осадков в раннеэмское время способствовали как вымыванию глинистого материала и переносу его в более глубокие части моря, так и формированию нескольких мощных песчаных осадков – потенциальных высокоемких коллекторов, мощность которых варьирует от 20–25 м до 40–60 м. Потенциальная нефтегазоносность их доказана в разрезах многих скважин в Оренбургской области.

В районе скв.1, 4 и 2 отмечена некоторая глинизация верхней части разреза, возможно, связанная с небольшим подъемом участка в средней части, однако последнее может свидетельствовать и о периодических кратковременных латеральных смещениях прибрежно-морских условий в северном направлении. В пределах Милорадовской впадины, которая, видимо, была выражена в рельефе дна, осложненного локальным поднятием (?) (Большеузенским), мощность верхнеэмских осадков на нем достигает 50 м.

К концу верхнеэмского времени интенсивность привноса с Жигулёвского свода песчано-гравийного материала резко снижается, поэтому на Клинцовском «выступе» накапливалась толща глинистых и глинисто-алевритовых осадков мощностью 20–25 м. В период максимума морской трансгрессии в эйфельское время (бийское, клинцовское, черныярско-мосоловское) на юго-восточных склонах Жигулёвского свода располагалась зона внешнего прибрежного обрамления с накоплением терригенных континентальных продуктов размыва Жигулёвского выступа фундамента.

В узкой полосе прибрежного мелководья формировались континентально-морские осадки небольшой мощности, которые в глубь моря замещались на морские карбонатные мелководно-морские осадки бийского, клинцовского и мосоловско-черныярского возрастов.

Однако в ранне- и позднеклинцовское время отмечается интенсивный снос с Жигулёвского свода заметного количества грубого обломочного материала в южном направлении – узком обрамлении Жигулёвского свода и далее через узкую Комсомольско-Давыдовскую седловину в Милорадовскую впадину. На Клинцовско-Семёновской террасе повсеместно накапливается нижнеклинцовский песчаный пласт-коллектор мощностью в 15–20 м. При этом

в позднеклинцовское время намечается некоторое изменение в условиях мелководного накопления песчано-конгломератово-алевритовых пород. Количество и их мощность в направлении к Клинцовским скважинам резко падает до нулевых значений, что можно объяснить лишь заметным воздыманием морского дна, локальным, впервые заметным проявлением положительных тектонических подвижек. В Комсомольско-Давыдовских скважинах мощность конгломератов, грубозернистых песчаников и алевролитов достигает 30–50–100 м и больше.

В бийское и мосоловско-черноярское время продукты размыва Жигулёвского свода практически не повлияли на характер накопления карбонатных отложений разной генетической принадлежности.

В бийское время накапливаются повсеместно мелководно-морские известняки, и лишь на четко выраженном внутрибассейновом локальном поднятии на Большеузенской площади заметно резкое возрастание карбонатных пород рифогенного генезиса до 50 м.

В мосоловско-черноярское время продолжается карбонатная седиментация в развивающемся в постклинцовском морском бассейне. Колебания уровня моря приводили к двукратному обмелению бассейна. Это проявилось в смене относительно мелководных доманиковых условий накопления карбонатных илов, обогащенных рассеянным органическим веществом, отвечающих ранне- и позднемосоловскому и черноярскому этапам седиментации, на крайне мелководный. Двукратное обмеление привело к накоплению двух прослоев карбонатных пород – известняков биостромового генезиса на Семёновской террасе, толщиной 20 м (нижний пласт) и 15 м (верхний пласт), разделенных 10–12-метровой толщей известняков доманикового типа. На существование в районе Клинцовских скважин относи-

тельно приподнятого положения морского дна свидетельствует отсутствие этого битуминозного раздела между биостромовыми доломитами среднемосоловской продуктивной толщи, а главное возрастание толщи биостромово-биогермных выщелоченных, кавернозно-трещиноватых массивных вторичных доломитов до 40–50 м. Как уже отмечалось выше, мощность нижней продуктивной карбонатной толщи биостромового генезиса достигает 15–20 м, верхней – 20–30 м.

Учитывая интенсивную закарстованность верхней продуктивной толщи и явно биогермный характер, следует предположить, что толщина ее на период роста биогермной постройки была, вероятно, выше на 10–15 м. Процессы интенсивного кратковременного экзогенного выветривания привели к ее размыву, глубокому карстообразованию и развитию системы глубоких трещин, что способствовало формированию, особенно в верхнем продуктивном пласте *ms*, высокочемного каверново- и трещинно-порового коллектора. Кавернообразование, видимо, не затронуло нижний биостромовый пласт-коллектор.

Формирование бийско-афонинской сложнодифференцированной на пласты разного литологического и фациального состава толщи, хорошо коррелируемой на обширной Семёновско-Клинцовской площади, протекало на сравнительно вышележащем дне морского бассейна. Пластовый, выдержанный по мощности характер этих образований свидетельствует о том, что почти до живетского времени, а может быть и до конца раннефранского времени, Клинцовский выступ как заметное, морфологически выраженное тектоническое образование, влияющее на ход седиментации и контролирующее накопление разнофациальных толщ, не существовало, хотя отрицательные тектонические элементы, видимо, были заложены еще в додевонское

время (Милорадовская, Иргизская, Рубежинско-Уральская и др. впадины).

В среднемосоловское время на большей части юго-западной, южной и, возможно, северной части существовал относительно выположенный карбонатный шельф. На Клинецовской площади локализовано слабовыраженное приподнятое залегание морского дна. Это позволяет предположить, что аналогичные, вероятнее всего биостромо-во-биогермные одновозрастные образования, перспективные в отношении формирования карбонатных коллекторов с улучшенными емкостными и фильтрационными свойствами, могут присутствовать и на других участках сложно построенного горст-грабенового Клинецовского выступа.

Геологическое строение Клинецовского выступа до конца еще не выяснено ввиду отсутствия данных бурения по живетским и франско-раннефаменским отложениям. Можно лишь условно предположить последовательность развития седиментационных и тектонических процессов, которые привели к формированию морфологически выраженного Клинецовского выступа.

Анализ данных бурения по скважинам Рахмановской площади позволил выявить некоторые позиции проявления положительных тектонических движений в франское время. По всем скважинам в саргаевско-семилукское время повсеместно накапливались в мелководно-морских условиях известняки органогенно-обломочные, слоистые, светло-серого цвета, и только в верхней части семилукского горизонта отмечено появление первых маломощных прослоев глинистых и глинисто-алевритовых пород. Начиная с петинского и заканчивая раннефаменским седиментационным этапом в разрезах глубоких скважин появляются переотложения, выраженные пластами песчано-гравийных пород, сформированных при размыве разрушаемой коры выветривания гранито-гнейсов архейско-нижнепроте-

розойского возраста и верхнепротерозойских отложений. Мощность терригенных пластов с улучшенными коллекторскими свойствами варьирует в широких пределах, с тенденцией уменьшения мощностей с юго-запада – на северо-восток, в сторону Иргизского прогиба, с 10–20–30 м до первых метров. Ширина терригенно-карбонатного шлейфа не превышала 5–10 км. Общая мощность гравийно-песчаных полевошпатово-кварцевых пластов в разрезе петинско-раннефаменской толщи может достигать 100–150 м.

Ранее был сделан вывод о том, что размыв этой мощной коры выветривания и перенос осадков осуществлялся в условиях крайне мелководного морского бассейна под влиянием постоянно дующих ветров и волнений с юго-запада на северо-восток. Кроме того, перенос огромного количества продуктов размыва выступа осуществлялся и в восточном направлении. Они компенсировали Перелюбско-Рубежинско-Уральскую впадину в ее восточной части вплоть до меридиана скв.45 Погодаево-Остафьевской площади.

Таким образом, к началу фамена была создана высокоамплитудная флексура – основание для субмеридиональной части барьерного фаменско-турнейского рифа, расположенного на краю Погодаево-Остафьевского прогиба и сопряженного с барьерным рифом периферии Прикаспийской синеклизы.

Как считает Ю.И. Никитин, большая площадь размытой части девона на Клинецовском выступе должна быть захоронена в отложениях верхнефранско-нижнефаменской клиноформы и в отдельных отложениях верхнего девона в бортовой зоне Прикаспийской синеклизы.

Можно предположить, что вследствие развития на Клинецовском выступе горст-грабеновой сложно построенной модели строения появление отдельных горстов

во франское время создавало предпосылки для неодновременного размыва терригенного девона. Вначале осуществлялся размыв и смыв осадков в восточную сторону от Клинецовского выступа, а позднее, уже во верхнефранское время, снос осадков происходил в сторону Иргизского прогиба.

В представлении многих геологов формирование Клинецовского выступа осуществлялось в несколько стадий. Считается, что эта структура унаследовано развивалась начиная с терригенного девона.

Надо полагать, что в настоящем появилась возможность сделать более точное определение времени его заложения.

В додевонское время Клинецовский выступ и Жигулёвский свод были подвержены интенсивному размыву, который с Клинецовского выступа уничтожил гигантскую толщу верхнепротерозойских и раннепалеозойских отложений. Граница регионального разрывного нарушения, отделяющая полные разрезы рифея от территории его абсолютного отсутствия, проходит в средней части Иргизского прогиба, огибает с востока Комсомольско-Давыдовскую площадь и в юго-восточном направлении обрамляет Клинецовский выступ, проходит несколько южнее Непряхинской площади и уходит вдоль северного обрамления Прикаспийской синеклизы в восточном направлении. Амплитуда сброса оценивается в 3–4 км. В течение франско-раннефаменского времени густая сеть субмеридиональных, субширотных и северо-западных простираний создала мелкоблоковую структуру, на предфаменский срез которой выходят разновозрастные отложения, начиная от эмских и заканчивая мосоловско-клинецовско-воробьёвско-муллинско-тиманскими отложениями.

В свете вышеизложенного, мы видим, что залежь нефти на Клинецовском месторождении сформировалась в среднемосоловских карбонатных отложениях биостромо-

во-биогермного генезиса. Ее можно отнести к сводовой, пластовой, литологически и тектонически экранированной, сформировавшейся на раннефаменском тектоническом этапе. Последующие тектонические процессы носили унаследованный характер и не влияли на размеры залежи и ее амплитуду.

В качестве покрывки для среднемосоловского нефтеносного комплекса выступают отложения верхнемосоловского-черноярского возраста, которые повсеместно представлены аргиллитами и известняками микритовой структуры, микро-тонкослойчатыми, равномерно пропитанными рассеянным органическим веществом, темно-серого и черного цвета. Толщина их в присводовой части структуры достигает 20 м, а за его пределами – 20–25 м. Данная покрывка перекрыта 2–4-метровой толщей черных тонкослойчатых битуминозных аргиллитов, которые улучшают качество экранирующей толщи над залежью, а также регионально развитой глинисто-карбонатной толщей фаменского возраста.

Следует отметить, что восточная граница залежи (рис. 5) проходит вдоль разрывного нарушения. Поэтому здесь будет заметно увеличена толщина продуктивной толщи и сокращена в мощности толща известняков верхней мосоловской экранирующей пачки, а черноярские аргиллиты могут вовсе отсутствовать. При этом карманообразное заполнение воробьёвско-ардатовской толщей, сложенной чередующимися между собой пачками аргиллитов, алевролитов и песчаников, может при такой модели строения также отсутствовать.

Роль бокового восточного экрана будет выполнять глина трения, минерализация зоны дробления и собственно неизменные гранито-гнейсы архейско-нижнепротерозойского возраста, перекрывается толща гранито-гнейсов маломощной до 10–15 м корой выветривания и маломощной гли-

нисто-карбонатной толщей фаменского возраста.

Перспективы дальнейшего расширения стратиграфического интервала нефтегазоносности района работ связаны с бурением новых глубоких скважин в благоприятных структурно-тектонических условиях.

На рисунках 9 а, 9 б четко фиксируется переход полных разрезов терригенного девона, развитых на Семёновской террасе, в Клинецовские сокращенные разрезы через систему субвертикальных разрывных нарушений. Здесь в каждом отдельном блоке предполагается развитие многопластовых залежей УВ тектонически и литологически экранированного типа. Существование их обусловлено широким площадным развитием песчаных и в ряде случаев карбонатных регионально развитых пластов-коллекторов с улучшенными емкостными и фильтрационными свойствами.

В разрезе верхнеэмских и бийско-афонинских отложений за пределами Клинецовской структуры, помимо залежи нефти в среднемосоловских отложениях, могут быть пластовые структурные и частично тектонически-экранированные залежи и в нижних частях разреза, особенно в песчаных пластах-коллекторах.

Для обоснования размеров структурных залежей (по горизонтали более 10–15 км) и их амплитуды необходимо бурение дополнительных краевых скважин и проведение всего комплекса работ по опробованию перспективных интервалов разреза.

Так, в верхнеэмских отложениях можно выделить несколько пластов-коллекторов с суммарными их толщинами до 50–70 м и более. В качестве общей покрывки выступают аргиллиты с маломощными прослоями песчано-алевритовых пород верхней части эмского комплекса.

Нижний клинецовский пласт песчаника толщиной 10–15 м также может быть объектом исследования на предмет его нефтега-

зоносности. По данным ГИС он обладает улучшенными коллекторскими свойствами. Сложен пласт песчано-гравийно-алевритовыми песчаниками – продуктами размыва Жигулёвского свода, так как в ближнем обрамлении Клинецовский «выступ» был перекрыт 100–150-метровой толщей терригенных и карбонатных пород верхнеэмского бийского возраста.

Существенно более высокими перспективами в нефтегазоносном отношении обладают разрезы терригенного девона в северной части Семёновской террасы. Показано, что они вблизи Клинецовской площади (к скв.1, 2, 4) экранируются двумя субпараллельными, субширотными, высокоамплитудными разрывными нарушениями предфаменского формирования с амплитудами в 170–320 м.

В зоне субширотного простираения шириной 3,5–5,0 км после проведения дополнительных работ, направленных на выявление глубокозалегающих залежей УВ, можно обнаружить их на разном стратиграфическом уровне. Пласты-коллекторы в этой зоне имеются почти в каждом горизонте, начиная с верхнеэмского и заканчивая тиманскими отложениями.

В целом на южном блоке можно ожидать структурные и тектонически экранированные залежи УВ в песчаных коллекторах нижнего девона, в нижнеклинецовском, нижне- и верхневорообьёвском, ардатовском и пашийском горизонтах.

В северном более узком грабене, ширина которого не превышает 2,5 км, пласты-коллекторы разных контактирующих горизонтов могли иметь общие залежи. По построению песчаные пласты эмского возраста должны экранироваться с севера через разрывное нарушение кристаллическим фундаментом, а с юга они практически все через разрывное нарушение контактируют с пластами-коллекторами среднемосоловского возраста. Карбонатные пла-

сты мосоловского возраста контактируют с севера с кристаллическим фундаментом, а с юга – с аргиллитами муллинского и рифогенными, возможно, нефтегазосными породами пласта D₂IV ардаатовского возраста. В верхней части этого узкого грабена песчано-алевритовые пласты пашийского возраста контактируют со среднемосоловскими пластами-коллекторами Клинецовского месторождения, а пласты-коллекторы ардаатовского и воробьевского возраста имеют общие контакты с пластами-коллекторами верхнеэмского возраста того же месторождения. Отмеченные контактные связи должны обеспечить межпластовые перетоки и появление общих залежей УВ.

Эти общие представления о строении Клинецовского месторождения существенно расширяют перспективы обнаружения новых залежей УВ во всех интервалах терригенного девона и помогут вывести Клинецовское месторождение в разряд одного из крупных в данном районе Дальнего Саратовского Заволжья многопластовых месторождений.

Нефтегазосность верхнеэмских отложений установлена во многих районах ВУНГП. Наиболее крупные из них локализируются в приразломных зонах размывов предфаменского возраста. Так, в восточной части Оренбургской области были построены региональные структурные карты по кровле афонинского горизонта, на которых четко отражены структуры рифогенного генезиса. Они приурочены к узким приразломным зонам. Был выявлен крупный Капитоновский вал и его дальнейшее продолжение на южное окончание Восточно-Оренбургского поднятия в районе Архангельской площади, Восточно-Оренбургского поднятия в районе Архангельской, Восточно-Ольшанской, Ново-Черединцевской и других структур (рис. 10, 11) [23, 24, 25].

Весьма характерно, что все поднятия в терригенном девоне проявляются с ниж-

нейфельского времени. В бийское и афонинское (мосоловское) время они были осложнены седиментационными (рифогенными) куполами. Все продуктивные купола на поверхности афонинского горизонта оконтуриваются замкнутыми изогипсами –3490 м, располагаясь на структурных носсах и террасах. Все структуры, выявленные сейсморазведкой, являются месторождениями (пустых структур не бывает).

Капитоновский вал – это крупная структура широтного простирания длиной около 40 км, шириной 7 км и амплитудой 130–150 м, которая включает в себя Южно-Розовское, Восточно-Розовское, Имонинское и Карамовское поднятия. Нефтегазосность установлена в верхнефранских, пашийских, ардаатовских, афонинских и бийских отложениях (рис. 10).

Запасы Капитоновского месторождения оцениваются в 4074 тыс. т [23, 24, 25].

Притоки нефти получены из коллекторов с пористостью 4,5–5,0% (рис. 11), составляющих ~50% от эффективных толщин, имеют сложную структуру порового пространства. Коллекторы с пористостью > 6% обладают ограниченным распространением. Коллекторы выделялись по принятому $K_p = 4,5\%$. В некоторых скважинах коллекторы > 6% отсутствуют.

Геологический профиль через Капитоновское месторождение свидетельствует о том, что продуктивные афонинская и бийская толщи имеют биогермный генезис; они обогащены остатками кораллов, строматопоридей, обволакивающих водорослей, бентосной фауной брахиопод, червей и др.

В позднефранское время произошли активные тектонические движения, они привели к возникновению в пределах вала многочисленных трещиноватых зон, чем и объясняются повышенные притоки нефти до 83 м³/сут.

В результате проведенного анализа строения Клинецовского месторождения, на

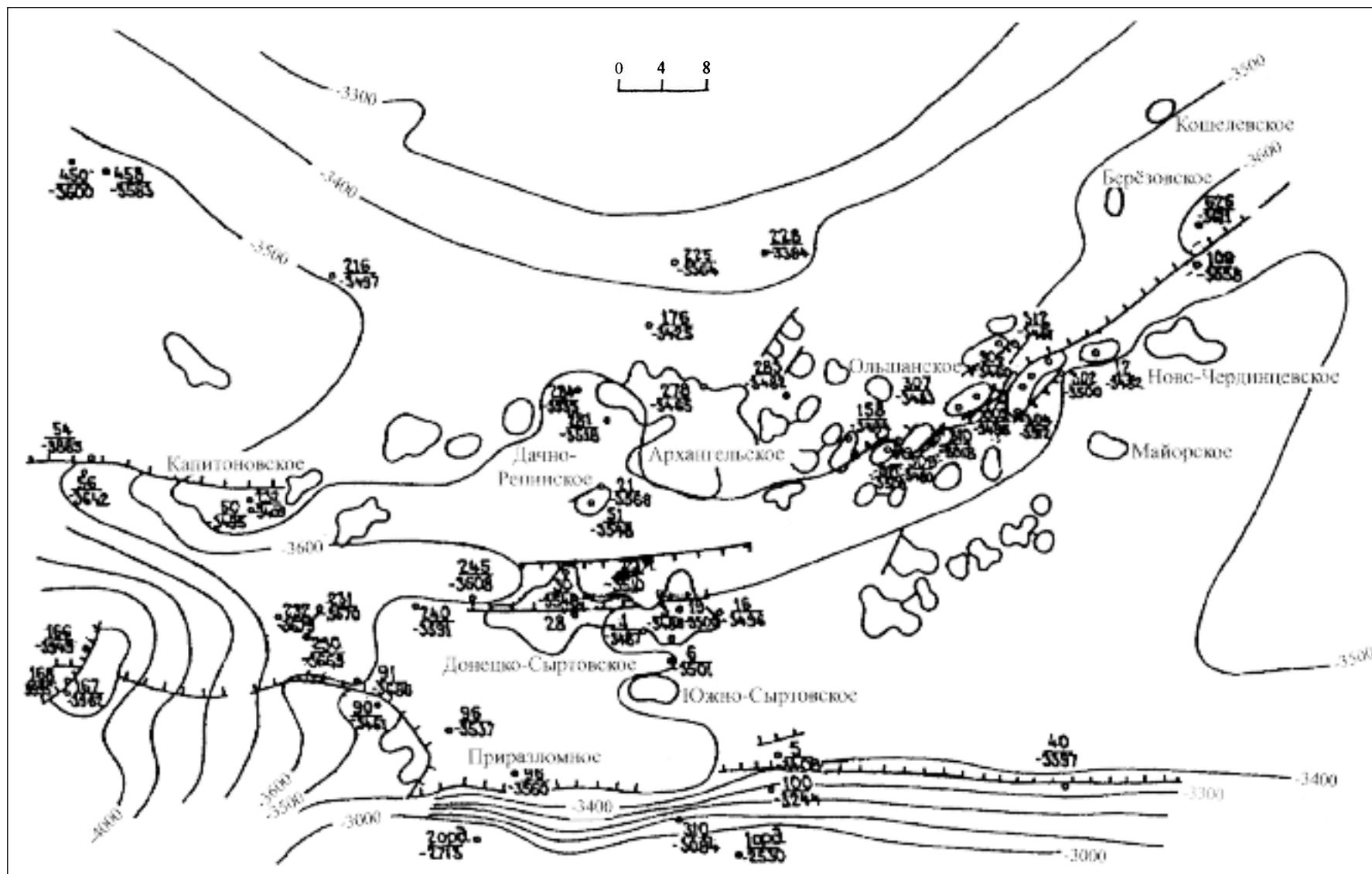


Рис. 10 а. Структурная карта по кровле афонинского горизонта южной части Восточно-Оренбургского поднятия и Капитоновского месторождения [23]

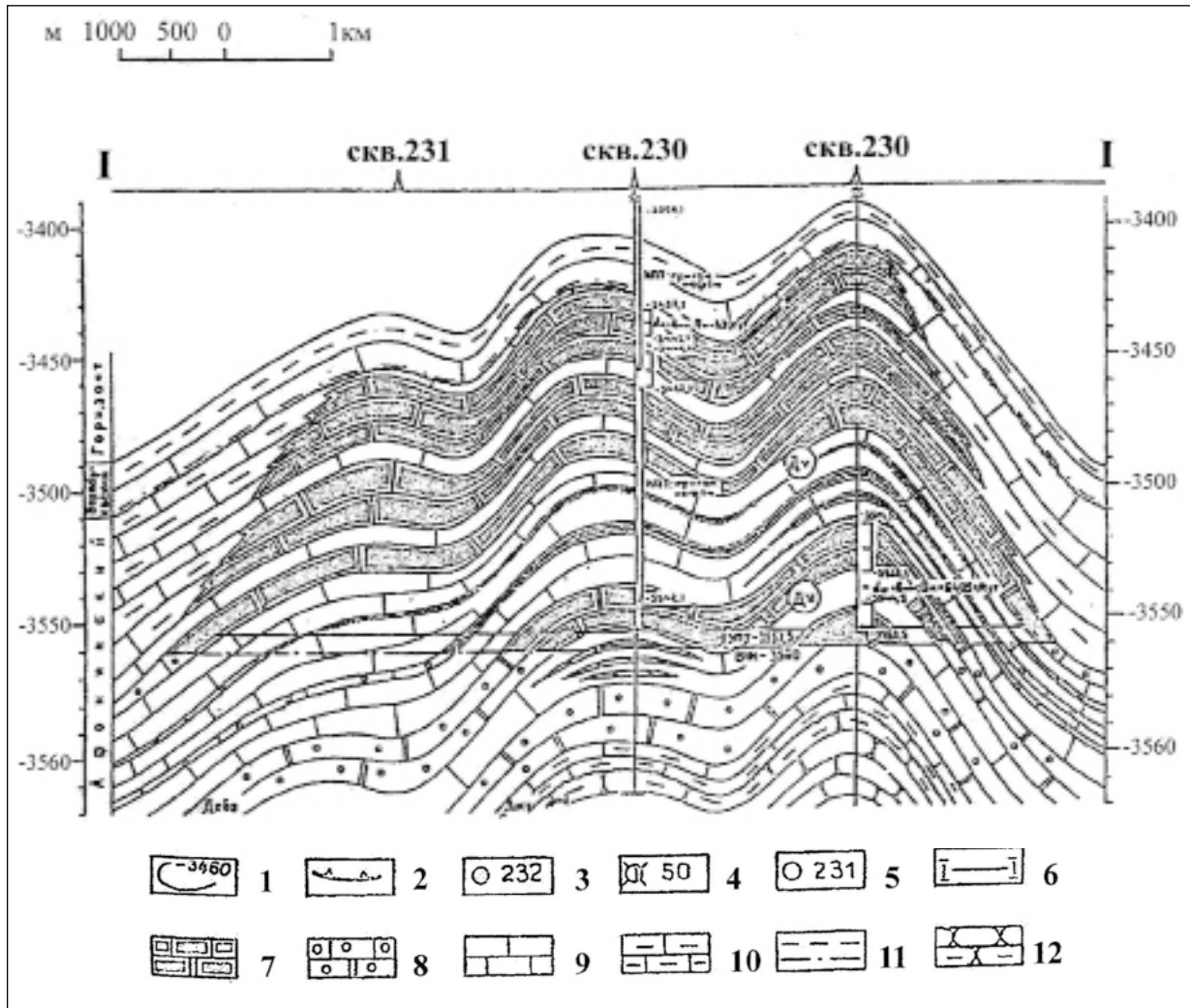


Рис. 10 б. Капитоновское месторождение. Геологический разрез по линии I-I

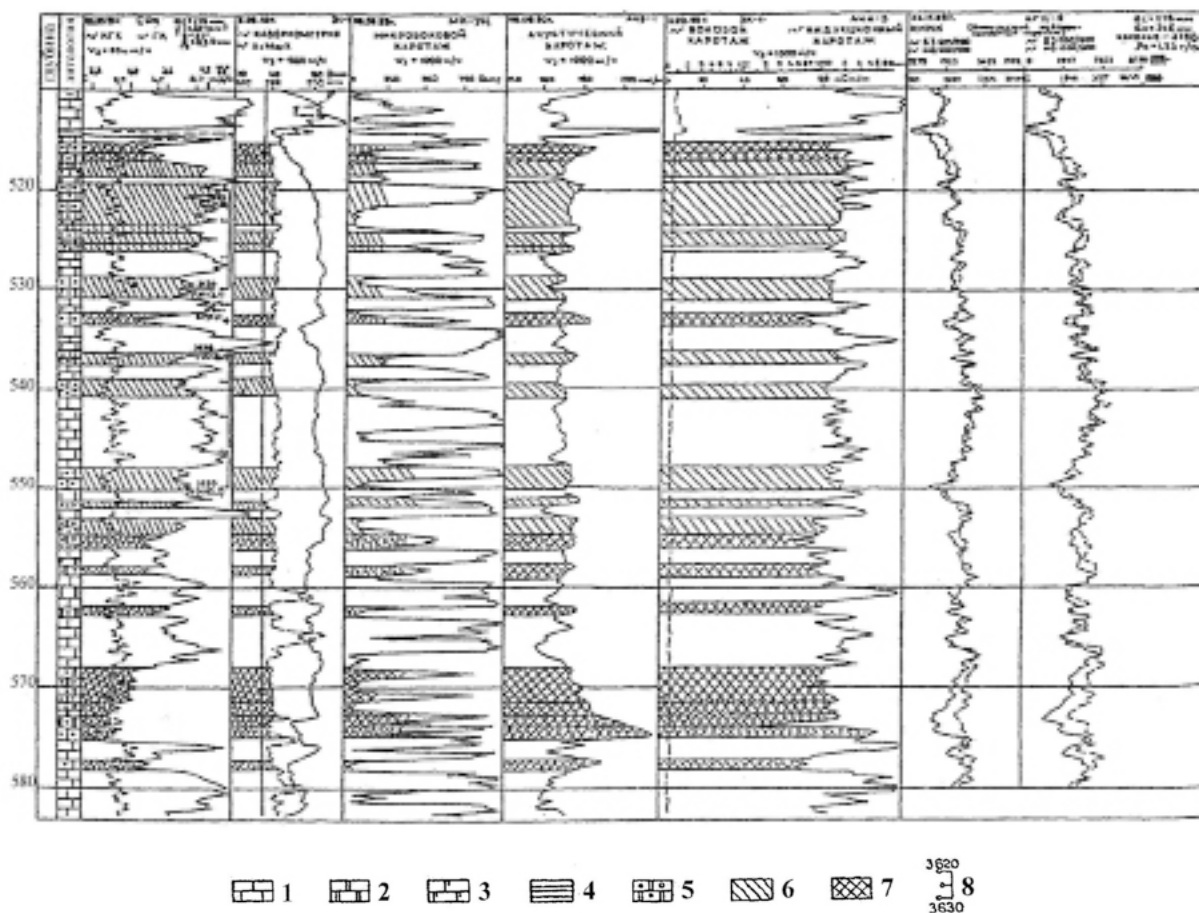
1 – изогипсы кровли афонинского горизонта; 2 – линии тектонических нарушений; 3 – скважина, давшая нефть; 4 – скважина, ликвидированная после бурения; 5 – скважина проектная; 6 – линия геологического разреза; 7 – известняки, доломиты нефтенасыщенные; 8 – известняки, доломиты водонасыщенные; 9 – известняки плотные; 10 – известняки глинистые; 11 – аргиллиты, алевролиты; 12 – песчаники

наш взгляд, были получены скромные данные о характере распределения по его площади пластов-коллекторов, высказано соображение о проведении специализированной обработки данных МОГТ с целью определения локализованных залежей УВ за пределами Клинцовского месторождения.

В НВНИИГГ разработана технология ВЛП (вероятный литологический прогноз), которая позволяет оценить фильтрационные и другие параметры изучаемой части геологического разреза по данным МОГТ. Пересчет прогнозных упругих па-

раметров в значения ФЭС осуществляется с использованием петрофизических соотношений в опорных скважинах. Эта методика дает хорошие результаты при прогнозировании в межскважинном пространстве.

Специализированная обработка может быть поделена на один или несколько целевых интервалов. При этом осуществляется подавление фона помех в других интервалах разреза. На реальных разрезах вычлняются побочные помехи. Минимизация помех осуществляется для целевого интервала.



**Рис. 11. Капитоновское месторождение.
Промыслово-геофизическая характеристика афонинских отложений [10]**

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – доломитизированные известняки; 4 – аргиллиты; 5 – известняки, доломиты нефтенасыщенные; 6 – коллекторы с $4,5\% < K_p < 6\%$; 7 – коллекторы с $K_p > 6\%$; 8 – интервал перфорации

Кроме того, рассмотрение сейсмических волновых полей на временных разрезах по ряду профилей, секущих Клинецовский выступ, которые отработаны стандартной методикой ОГТ-2D, показывает следующее (Куколенко О. В.).

На уровне времен, отображающих девонские отложения, протерозой и поверхность кристаллического фундамента, волновое поле чрезмерно заинтерферировано, динамически слабо выражено, отмечается большой фон частично-кратных волн, которые осложняют корреляцию сейсмических горизонтов, выделение нарушений зон выклиниваний и др.

Качество сейсмических временных разрезов может быть значительно улучшено

по динамической разрешенности и коррелируемости сейсмических горизонтов, выделению зон выклиниваний, нарушений, рифоподобных объектов при использовании высоконаправленной поляризационной модификации ОГТ (ВП ОГТ).

Данная модификация широко опробована в различных сейсмогеологических условиях при решении различных геологических задач, и везде получен положительный эффект по повышению качества временных разрезов и их информативности, в сравнении с временными разрезами стандартного ОГТ.

Предлагается отработать на рассматриваемой территории 100–200 п.км модификацией ВП ОГТ с целью уточнения модели

геологического строения Клинцовского выступа и прилегающей территории. При этом профили целесообразно располагать по принципиально важным направлениям, целесообразно также продублировать один из профилей, отработанных ранее стандартной методикой ОГТ, модификацией ВП ОГТ.

На своде Клинцовского выступа в скв.4 Клинцовской открыто крупное месторождение нефти. На литолого-фациальных картах (рис. 1, 2, 3) в районе лицензионного участка предполагалось развитие мелководно-морской фации с элементами рифообразования толщиной до 60 м.

Структурная карта по кровле верхнеэмского подъяруса приведена на рисунке 5. Пласт-коллектор приурочен к средней части мосоловских отложений, регионально продуктивной, сложенной известняками и вторичными доломитами по биогермным известнякам. Тип коллектора каверново-порово-трещиноватый, вследствие интенсивных процессов карстообразования в предчерноярское время. В верхней 30–40-метровой продуктивной толще преобладают выщелоченные, кавернозные, трещиноватые разности с открытой пористостью 10–15% и выше, а в нижней половине – порово-трещиноватые с пористостью до 12–10%. Формирование ловушки приурочено к предфаменскому тектоническому этапу. На маломощной толще воробьевско-черноярского возраста залегают среднефаменские известняки, амплитуда поднятия оценивается более чем в 500 м.

На рисунке 3 представлена литолого-фациальная карта ДСЗ, в районе Клинцовского выступа по результатам бурения скв.1 и 2 Клинцовской площади была показана узкая зона рифообразования с западной стороны выступа. В настоящее время появилась возможность выявить сходную зону ближе к сводовой части выступа вплоть до субмеридионального разрывного нарушения, расположенного восточнее скв.3.

Расчленение верхнеэмского разреза осуществлено по данным заключений о возрасте пород по фауне и споро-пыльце в скв.5.

Особенности строения мосоловского резервуара по данным бурения скв.5

Анализ материалов бурения скв.5 позволяет уточнить детали строения нефтеносного резервуара мосоловского горизонта, стратификацию разреза терригенного девона, емкостные и фильтрационные свойства пластов-коллекторов, фаунистическое обоснование стратиграфических границ.

На представленном литолого-стратиграфическом разрезе, на наш взгляд, можно несколько по-другому взглянуть на объемы некоторых горизонтов. Так, объем кизеловско-черепетских и косьвинских отложений существенно занижен.

Небольшая толща глинистых известняков в интервале 1891–1898 м является средней частью кизеловско-черепетского горизонта в скв.4 Клинцовской. Кровля упинских терригенно-карбонатных пород должна быть проведена на глубине ~1907 м.

По промыслово-геофизическим данным скв.5 можно скоррелировать со скв.4 в интервале 2130–2137 м. В этом интервале глубин подошва карбонатного девона может быть проведена где-то на глубине 2132 м, а по кровле максимума ПС провести несогласное налегание доломитов средне-верхнефаменского возраста на нижнюю глинистую пачку ардаатовского возраста, перекрывающую песчано-алевритовую пачку пласта D₂VIб.

Подошва этого пласта на глубине 2137–2138 м является кровлей воробьевского горизонта. В строении последнего, как нам представляется, завышена роль песчаных прослоев. Ниже подошвы аргиллитов верхней части воробьевского горизонта, по нашему мнению, залегают пачка глинистых известняков мощностью до 8 м, а не песчаников. Это подтверждается высокими значениями на кривой НГК по скв.4, а песча-

ники нижнего пласта здесь содержат, видимо, карбонатный цемент.

Верхнюю границу черноморского горизонта следовало бы проводить с известковистых и битуминозных аргиллитов на глубине 2157–2158 м. В этих аргиллитах установлен богатый комплекс фауны остракод, гастропод, члеников криноидей, кораллов, брахиопод (см. выше). Нижнюю границу горизонта мы проводим по кровле карбонатной толщи на глубине 2167 м. Таким образом, черноморский горизонт сложен чередующимися между собой аргиллитами, мергелями, глинистыми битуминозными известняками. В аргиллитах нижней пачки толщиной 4–5 м отмечено тонкое переслаивание аргиллитов и в различной степени глинистых доломитизированных известняков с богатым набором различных групп организмов.

Мосоловский горизонт по аналогии с разрезом скв.4 также подразделен на 3 пачки, четко выраженных на промыслово-геофизических диаграммах. Верхняя третья пачка разреза выделена в интервале 2167–2174 м, мощность ее около 7 м. Она сложена известняками в разной степени доломитизированными, неравномерно выщелоченными, кавернозными, с гнездами твердого битума. Толща отличается повышенным содержанием темно-серого органического вещества, содержит нефтяные примазки. Известняки серого и темно-серого цвета, видимо, от присутствия органического вещества. Многочисленные каверны варьируют в диаметре от 1,5 до 4,5 см, нередко они выполнены крупно- и гигантокристаллическим кальцитом и доломитом.

Анализ фотографии всего керна и пришлифовак, который выполняют в НВНИИГТ по скв.5 Клиновской, показал, что в интервалах с высоким содержанием крупных фрагментов биостромообразований практически отсутствуют участки в породе, не заполненные цементом. Предположения о

широком развитии таких пустот заметно завышены, возможно в 2–3 раза?

Все строматопороидеи, кораллы, желваки обволакивающих водорослей сцементированы органическим шламом с примесью органического вещества. Основные породообразователи в разной степени разбиты системой субвертикальных и наклонных трещин, которые выполнены доломитом, кальцитом с примазками органического вещества. Часть желваков и каверн разного генезиса инкрустирована вторичным доломитом, кальцитом, ангидритом. Заметных сохранившихся незаполненных цементирующим материалом пустот не отмечено. Видны следы интенсивного выщелачивания, замещения, выполнения трещин и каверн вторичными минералами. Однако, на наш взгляд, все это не исключает возможность появления пустот в породе от неполной цементации биогермообразователей. Трещинная и каверно-поровая пористость породы, по нашему мнению, это очень малая часть емкости резервуара, основная ее пористость должна быть связана с объемом пустот от нехватки цемента в породе.

Формирование толщи происходило в крайне мелководном бассейне, в котором в изобилии водились морские лилии. Известняки отличаются повышенной трещиноватостью, широким развитием сутуростилолитовых швов, присутствием строматопороидей, желваков водорослей и др. Разнонаклоненные трещины заполнены кальцитом и иногда примазками нефти.

Отличительной особенностью третьей литологической пачки мосоловского горизонта является то, что в поднятых образцах керна зафиксированы самые высокие значения открытой матричной пористости пород. В 12-метровом поднятом керне на разном удалении от верха отмечено до 10 образцов с открытой пористостью 5–8%. Между ними подняты образцы с пористостью от 0,5–2,5 до 4,0–4,6%.

В интервале глубин 2174–2195 м нами выделена вторая литологическая пачка мосоловского горизонта. Ее мощность составляет 19 м. Эта пачка – основная биогермная пачка мосоловского горизонта. Она состоит из скоплений в положении роста разнообразных остатков колониальных организмов – строматопороидей, разнообразных кораллов, в том числе и одиночных ругоз, в качестве накопителей между колониями строматопороидей – ветвящихся, пластинчатых и шарообразных, а также колониальных кораллов, выступают обломки члеников криноидей, органогенный шлам бентосных брахиопод, остатки раковин пеллеципод, гастропод и остракод черноморского возраста.

Нижняя граница глинистой толщи проведена на глубине 2167 м. Она является и верхней границей верхнемосоловской третьей пачки, а нижняя граница проведена на глубине 2174 м.

Третья пачка – это переходная толща от черноморского горизонта к мосоловскому. Сложена она доломитами известковистыми, вторичными по известняку, с уничтоженной вторичными процессами первичной структуры породы. Они массивные, пористые с бурыми пятнами ОВ. Доломиты интенсивно трещиноваты и кавернозны, трещины полые и заполнены кальцитом, видимо еще в первичной известняковой породе. Доломиты интенсивно пятнистые, возможно это отражение первичных до 8 мм в диаметре контуров порообразующих организмов, в том числе строматопороидей и кораллов.

Наряду с ними в породе встречаются крупные членики криноидей. Доломиты мелкопоровые, трещиноватые. С глубиной трещиноватость резко увеличивается, увеличивается ширина трещин от 0,5 до 1,5–4,5 см. Многие трещины выполнены вторичным доломитом, пигментированы бурым цветом от следов миграции вод с нефтью. Доломиты нередко содержат бугорчатые

сутуро-стилолитовые швы с темно-бурым покрытием – смеси глинисто-пиритового вещества и битума. Отличительной особенностью этой пачки является тот факт, что отобранные образцы породы для анализа емкостных и фильтрационных свойств характеризуются с глубины 2167 до глубины 2174–2176 м самой высокой матричной пористостью, достигающей 5,1–5,3%, 6,9–7,5% (гл. 2169 м), 4,7–2,55 (гл. 2174 м), 4,9–1,1% (гл. 2176 м).

Эти данные свидетельствуют о том, что порода представляет собой относительно плотный массив, а не конгломерат из остатков порообразователей, как это будет показано ниже.

С глубины 2174 м нами выделена основная (ms_2) часть мосоловского разреза, подошва его проходит на глубине 2197–2198 м. Сложен он доломитом слабоизвестковистым со следами примеси черного твердого ОВ. Доломит вторичный, биогермный, кавернозный, с диаметром каверн до 40 мм и крупнее, пористый с широко развитой инкрустацией.

Основными порообразователями являются строматопороидеи от овальной и шарообразной до неправильной формы, диаметром от 10–50 мм и выше, с многочисленными желваками водорослей. Желваковидная текстура предполагает неравномерное уплотнение породы, обусловленное, видимо, недокомпенсированным первичным уплотнением породы между захороненными в прижизненном состоянии порообразователями. Это, вероятно, явилось причиной появления разрозненных кусков керна при его поднятии, хотя, конечно, в данном процессе немалую роль сыграла трещиноватость породы. На диаметр керна приходится 4–10 трещин минерализованных и полых с раскрытостью до 0,5 мм и выше. Длина трещин до 40 см (2185–2190 м).

Состав порообразователей таков, что в мелководно-морском бассейне они бы-

ли очень устойчивы к действиям морских волн и течений. Это изначально весьма плотные организмы, поэтому в прижизненном состоянии они не могли полностью цементироваться в достаточном количестве тонким органогенным шламом.

Вследствие этого, как нам кажется, резервуар мосоловского горизонта может представлять собой слабосцементируемую шламом органическую постройку, состоящую из захороненных в положении роста породообразователей – желваковообразных водорослей, строматопороидей овальной, шаровидной и пластинчатой формы, криноидной крошки и органогенного шлама других более мелких организмов, податливых к разрушительному воздействию приповерхностных действий морских волн. Подтверждение этого явления содержат данные изучения пористости из обломков керн. Они показывают самую низкую матричную пористость пород из органических остатков. Основным вместилищем нефти является, как нам кажется, не интенсивная трещиноватость породы с сопутствующими ей каверновой и поровой емкостями, а не заполненные шламом гигантские до 40–60–100 мм каверны между породообразователями. Между кусками поднятого керн, а не в сплошном его массиве о наличии пустотного пространства в породе свидетельствует факт появления в межпоровом пространстве крупнокристаллического доломита. Таким образом, заключение литологов о том, что порода в этом интервале неравномерно пористая с остаточными кавернами, многочисленными трещинами, выполненными вторичным доломитом, и пористость межкристаллическая, неравномерная, иногда связанная с внутриформенным пространством, верно, но лишь частично – для сохранившихся, но измененных биогермообразователей, а за их пределами сохранились межформенные пу-

стоты, не заполненные шламом, которые и являются вместилищем нефти (м.б. 20–30%)? Весьма характерно, что в рассматриваемой пачке явные примазки нефти к образцам практически отсутствуют, что свидетельствует о высокой промывке и обработке керн буровым раствором в процессе бурения и при его подъеме.

Вплоть до подошвы второго основного пласта – резервуара на глубине 2198,5 м – значения открытой пористости варьировали от 0,8–1,6 до 2–2,7%, в единичных образцах значения пористости достигали 3,8–3,1 (2181 м), 4,1% (2128 м), 4,1% (2186 м), 3,7% (2197 м).

В интервале 2191–2195 м во вторичных доломитах заметно снижается содержание сохранившихся контуров строматопороидей, увеличивается общая плотность породы, несколько увеличивается тонкая субвертикальная трещиноватость, отмечены реликты каверн размером 2 x 5 мм, увеличиваются пятна биогермных организмов, что может свидетельствовать о начальной фазе формирования биостромовых тел на Клинцовской площади.

Анализ фотографий пришлифовок поднятого керн заметно противоречит нашим выводам о возможном широком развитии в нефтесодержащем интервале мосоловского горизонта участков породы с низким содержанием цемента между колониями породообразователей и существовании не заполненных цементом нефтесодержащих полостей.

В действительности не сцементированные органогенным шламом полости, в которых в заметных количествах проходил процесс захоронения жидких УВ, возможно, имеют ограниченное развитие, пористость их не превышает 10–15%. Такие полости должны быть, об их существовании подскажут результаты дальнейшего опробования горизонтально пробуренных скважин.

С глубины 2195 м до глубины 2237 м и ниже керн в мосоловских отложениях не поднимался. По материалам ГИС нами предполагается здесь появление двух толщ, которые сходны с таковыми по аналогичным исследованиям в скв.4 Клинецовской.

В литологическом отношении и по материалам ГИС в нижней части мосоловского горизонта четко выделяются две пачки пород: пачка Z_{1-2} и Z_{1-1} . Первая верхняя граница проведена на глубине 2195–2196, вторая на глубине 2237 м. Основание мосоловского горизонта на глубине 2230 м.

Третья пачка (3–1) сложена, как это изучено по большому числу скважин, известняками тонкокристаллической и микритовой структуры, весьма плотными, тонкослойчатой текстуры, темно-серого и черного цвета, битуминозными с высоким содержанием органического вещества. Условия накопления известняков – морские условия, близкие к доманиковым. Об этом свидетельствует и состав органических остатков, в который входят свободно плавающие формы – тентакулиты, стелиолины, лингулы, эстерии и др.

Перекрывающая пачка (3–2), выделенная в интервале 2195–2237 м, характеризуется появлением прослоев известняков, сформированных в мелководно-морских условиях. Они слабо доломитизированы, трещиноватые. Среди известняков светло-серых, белых все еще прослоями появляются тонкие пропластки темно-серых битуминозных разностей известняков. То есть близкий к доманиковому режиму комплекс пород расщепляется прослоями мелководно-морского генезиса, который становится преобладающим в период накопления основного резервуара во второй пачке пород.

В отложениях клинецовского и бийского возрастов замечания касаются относительно литологического состава. Так, в пределах клинецовского горизонта средняя его

часть разреза должна быть представлена известняком, мощность которого определяется минимальными значениями на кривой в пределах 14–16 м.

В бийском горизонте кривая ПС должна быть перевернута, она не отражает известняковый состав горизонта, содержание глинистой примеси в известняках сильно завышено.

Ниже приведены данные изучения трещиноватости пород мосоловского горизонта по скв.4 Клинецовской площади.

Характеристика трещиноватости пород мосоловского горизонта по скв.4 Клинецовской площади

Проведенные исследования показали, что визуально наиболее трещиноватыми являются породы из интервала 2167–2179 м (2,0–3,0 м и 7,0–8,0 м от начала интервала), 2179–2191 м (3,0–3,7 м, 5,0–5,6 м, 8,0–8,2 м, 10,0–12,0 м от начала интервала), в интервале 2191–2198,5 м породы находятся в наиболее разрушенном состоянии из-за разнонаправленной трещиноватости.

Определение расчетной плотности трещиноватости производилось на аншлифах, пропитанных вазелином по методике, предложенной Т.А. Югаем (НВНИИГТ, 1985 г). По фактическим данным: суммарной длине следов трещин 1 (см) и площади аншлифа S (см²) – производился подсчет плотности трещин T (м/м²) по формуле $T = 157 \times 1/S$. Формулы расчета взяты из атласа карбонатных пород-коллекторов (Гмид Л.П., Леви С.Ш., 1972).

Для изучения трещиноватости было изготовлено 13 аншлифов из пород мосоловского возраста. Расчетные параметры плотности трещиноватости (T) были занесены в таблицу. Как видно, значения T для пород мосоловского возраста по интервалам изменяются в следующих пределах:

от 9 до 173 м/м² инт. 2167–2179 м

от 28,96 до 74,4 м/м² инт. 2179–2191 м

от 52,89 до 75,66 м/м² инт. 2191–2198,5 м.

По классификации К. И. Багринцевой такие значения плотности трещиноватости пород являются низкими, средними и чуть выше средних.

В предлагаемой методике учитывались лишь эффективные трещины, так как фильтрация жидких и газообразных углеводородов происходит только по эффективным трещинам (открытым или заполненным нефтью или битумами). Преобладающие же в разрезе горизонта минерализованные трещины, а также периодически встречающиеся стилолиты с твердым окисленным глинисто-битуминозным веществом являются неэффективными, то есть непроницаемыми. Но неэффективные трещины могут иметь значение для улучшения эксплуатации пласта при применении специальных методик, способствующих их раскрытию.

Не могли быть учтены и трещины в прослоях, где порода раздроблена на угловатые обломки, так как их количественный подсчет по применяемой методике (см. выше) произвести не представляется возможным. Но в естественных условиях общая трещиноватость пород за их счет может быть значительно выше.

В породах мосоловского возраста очень часто встречаются остаточные каверны неполного залечивания инкрустаций различной формы со средними размерами от 1 x 4 мм до 20 x 40 мм, иногда около 20 x 50 мм. Изредка встречаются внутриформенные каверны, возникшие при селективном выщелачивании по кораллам размером 2–7 мм.

Визуально преобладающее количество каверн являются изолированными и не сообщаются между собой. Иногда они сопряжены с трещинами, и в отдельных прослоях минеральное выполнение каверн пигментировано бурым ОВ, что указывает на миграцию по ним пластовых вод с нефтью. Учитывая также и то, что большинство трещин в породах мосоловского возраста протяженные (зафиксированная в керне протяженность трещин достигает 20–30 см, иногда 40 см), а основная часть взаимосвязывающихся, можно предположить, что внутри горизонта трещины гидродинамически связаны между собой и иногда с кавернами.

Исходя из этих данных и учитывая то, что лабораторные значения открытой пористости пород мосоловского возраста принимают очень низкие значения, изменяющиеся в пределах 0,5–3,1 % и в единичных случаях до 6–7,5 %, можно предположить, что преобладающим типом коллектора возраста будет трещинный с подчиненным развитием каверново-трещинного и каверново-трещинно-порового типа коллекторов.

Выполненные исследования показали, что в Дальнем Саратовском Заволжье Клиновское месторождение входит в число заметных месторождений, таких как Западно-Степное, Северо-Александровское, Западно-Вишневское и многие другие. Эта территория становится молодой нефтегазовой провинцией Саратовского Поволжья, запасы которой еще до конца не изведаны. Здесь могут быть открыты нетрадиционные залежи УВ, особенно тектонических и литологических типов.

Л и т е р а т у р а

1. Фёдорова Т. И., Яцкевич С. В. и др. Стратиграфическое расчленение, межобластная коррекция, монографическое описание фауны палеозойских отложений Саратовской области, п. 1. Девонские отложения // Отчет, фонды НВНИИГГ, 1964.
2. Биостратиграфия и фации, терригенные и карбонатные коллекторы и покрышки девона Рязано-Саратовского прогиба и северо-западного обрамления Прикаспийской впадины за 1968–1970 гг. / Т. И. Фёдорова, В. М. Щекочихина, С. В. Яцкевич и др. // Отчет, фонды НВНИИГГ, 1970.

3. Фёдорова Т. И., Яцкевич С. В. и др. Новый нефтегазоносный комплекс среднего девона Саратовской области // Вопросы стратиграфии, палеонтологии и литологии Нижнего Поволжья. – Саратов: изд-во «Коммунист», труды НВНИИГГ, 1965. – Вып. 3.

4. Фёдорова Т. И., Яцкевич С. В. и др. Условия формирования и закономерности распространения литологически и стратиграфически экранированных зон в отложениях девона, карбона, перми и мезозоя Саратовской области. Девонские отложения // Отчет, НВНИИГГ, 1968.

5. Бийский горизонт и мосоловские слои в едином разрезе Саратовского Заволжья / Т. И. Фёдорова, Т. В. Сазонова, С. В. Яцкевич и др. // Недра Поволжья и Прикаспия. – 1969. – Вып. 9.

6. Яцкевич С. В. и др. Перспективы поисков залежей нефти и газа в рифогенных образованиях верхнего палеозоя Саратовского Поволжья // Отчет, фонды НВНИИГГ, 1973.

7. Яцкевич С. В. Рифогенные образования девона Саратовского Поволжья. Литология и палеогеография биогермных массивов. – М.: Наука, 1975.

8. Литология подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы / под ред. В. А. Бабадаглы. – Саратов: изд-во Саратов. ун-та, 1977.

9. Сравнительная характеристика и типы органогенных построек в карбонатных отложениях девона, карбона и нижней перми северо-западной периферии Прикаспийской впадины в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности / С. В. Яцкевич, Л. П. Съестнова, А. Т. Мелехова и др. – Саратов: Научная разработка, фонды НВНИИГГ, 1978.

10. Геологическое обоснование поисков ловушек нефти и газа на южном склоне Жигулёвско-Пугачёвского свода и сопряженных с ним прогибах (рекомендация на постановку геофизических работ) / В. И. Никитина, С. В. Яцкевич, М. Г. Шебалдина, В. М. Щекочихина, Н. В. Грекова и др. – Саратов: фонды НВНИИГГ, 1980.

11. Альбом моделей строения ловушек в палеозойских отложениях Саратовской области / М. Г. Шебалдина, А. Т. Мелехова, С. В. Яцкевич, С. Н. Морозов. – Саратов: Научная разработка, фонды НВНИИГГ, 1983.

12. Никитин Ю. И., Яцкевич С. В. и др. Геолого-геофизические модели и нефтегазоносность палеозойских рифов Прикаспийской впадины. – М.: Недра, 1986.

13. Литология, палеогеография и условия осадконакопления девонских отложений юго-западной части Бузулукской впадины, закономерность пространственного размещения и изменения свойств различных литолого-генетических типов коллекторов продуктивных комплексов / С. В. Яцкевич, В. Д. Мамулина, Л. Н. Умнова и др. // Отчет, фонды НВНИИГГ, 1995.

14. Ритмостратиграфия верхнего палеозоя юго-западной части Бузулукской впадины / С. В. Яцкевич, В. Д. Мамулина, Л. Н. Умнова, В. П. Климашин // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2000. – Вып. 23.

15. Седиментационные модели строения эйфельских отложений среднего девона юго-западной части Бузулукской впадины / С. В. Яцкевич, В. Д. Мамулина, Л. Н. Умнова, В. П. Климашин // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2001. – Вып. 25.

16. Седиментационные модели живетских и нижнефранских отложений юго-западной части Бузулукской впадины / С. В. Яцкевич, В. Д. Мамулина, Л. Н. Умнова, В. П. Климашин // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2007. – Вып. 50.

17. Яцкевич С. В., Постнова Е. В., Умнова Л. Н. Литолого-стратиграфические и фациальные особенности разрезов подсолевого палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Недра Поволжья и Прикаспия. 2008. – Вып. 57.

18. Седиментационные модели основных литолого-формационных комплексов подсолевого палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции / С. В. Яцкевич, Е. В. Постнова, В. Д. Мамулина, Л. Н. Умнова // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2009. – Вып. 59.

19. Скорнякова Е. Г., Титаренко И. А. Использование генератора случайных чисел при сейсмическом прогнозировании // Неклассическая геофизика. – Саратов, 2000.

20. Разработка программного обеспечения технологий построения сейсмотрофической модели среды на основе создания единого информационного пространства МОГТ, ВСП и ГИС / Е. Г. Скорнякова, И. А. Титаренко, Р. Л. Мифтахов и др. // Отчет по НИР. – М.: ВГФ, 1998.