

Особенности геологического строения Мензелинского, Тимеровского и Ольгинского месторождений Республики Татарстан как результат их генетической природы

Н.В. Нефёдов^{1*}, В.Б. Карпов², Ю.М. Арефьев³, А.В. Калмыков⁴, Г.А. Никифоров⁵

¹ТПП «ТатРИТЭКнефть» АО «РИТЭК», Нурлат, Россия

²АО «РИТЭК», Москва, Россия

³Институт проблем экологии и недропользования при Академии наук Республики Татарстан, Казань, Россия

⁴ООО «НПП «Чёрный ключ», Казань, Россия

⁵Институт механики и машиностроения ФИЦ КазНЦ РАН, Казань, Россия

Мензелинское, Тимеровское и Ольгинское месторождения расположены на северо-востоке Республики Татарстан и приурочены к поднятиям, резко выраженным по тульской поверхности нижнего карбона. При небольшой площади поднятий (1,5-2,2 км в поперечнике) они отличаются значительной (220-380 м) высотой и крутыми крыльями (до 40°) карбонатного массива пород, перекрытого радаевско-тульской терригенной толщей. Карбонатный массив представлен отложениями турнейско-фаменского возраста на сводах поднятий и фаменского – на их крыльях. Принято относить подобные карбонатные сооружения к бескаркасным рифам, сформировавшимся на локальных участках морского дна при сочетании специфических условий для их непрерывного роста. По мнению авторов статьи, характеризуемые и аналогичные им поднятия образовались за счет эрозионно-карстовых процессов, протекавших на турнейской материковой суше после регрессии турнейского моря на востоке Русской платформы. Эрозия и карст обрабатывали известняковую палеоповерхность материка в течение всего козьвинского времени. В результате позднегадаевско-бобриковского цикла морской трансгрессии вся турнейско-фаменская поверхность была перекрыта терригенной толщей пород – радаевско-тульской на крыльях поднятий и бобриковско-тульской на сводах.

Ключевые слова: поднятия, карбонатный массив, терригенная толща, бескаркасный риф, эрозия, карст, регрессия, трансгрессия

Для цитирования: Нефёдов Н.В., Карпов В.Б., Арефьев Ю.М., Калмыков А.В., Никифоров Г.А. (2018). Особенности геологического строения Мензелинского, Тимеровского и Ольгинского месторождения Республики Татарстан как результат их генетической природы. *Георесурсы*, 20(2), с. 88-101. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2018.2.88-101>

Мензелинское, Тимеровское и Ольгинское месторождения находятся на северо-востоке Республики Татарстан (РТ). В тектоническом отношении Мензелинское и Тимеровское приурочены к Актаныш-Чишминскому прогибу Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП), Ольгинское – к юго-восточному склону Северо-Татарского свода (Войтович и др., 1998).

Месторождения были открыты в последнее десятилетие на поднятиях, выявленных сейсморазведочными работами МОГТ 2Д и частично 3Д по отражающему горизонту У (кровля тульского горизонта нижнего карбона). Поднятия разбурены поисково-разведочными и эксплуатационными скважинами. Добыча нефти на приуроченных к ним месторождениях ведется из турнейско-верхнедевонских карбонатных по составу пород-коллекторов. Залежи нефти выявлены также в бобриковско-тульских пластах песчаников на сводовых частях поднятий.

Поднятия, включая стратиграфический и литолого-фациальный разрез осадочной толщи на них, и залежи нефти в турнейско-верхнедевонском интервале имеют

характерные и общие особенности строения, отличающие их от большинства известных в РТ поднятий с залежами нефти в нижнекаменноугольном карбонатном комплексе пород. Эти особенности связаны с генетической природой характеризуемых поднятий, а также с их положением в определенных тектонических зонах.

При небольшой площади в плане (1,5-2,2 км в поперечнике) поднятия отличаются большой высотой по кровле карбонатного массива пород: 380 м – Западно-Юртовское (Мензелинское месторождение), 280 м – Тимеровское и 220 м – Южно-Ижевское (Ольгинское месторождение).

Углы падения крыльев поднятий по тульской поверхности изменяются от 4°30' до 12°30', тогда как по кровле залегающей ниже карбонатной толщи – от 17°40' до 40°30', то есть поднятия становятся кратно круче.

Разрез осадочной толщи на всех трех поднятиях практически одинаков, а степень выраженности по кровле тульских отложений – несколько разная. На Южно-Ижевском поднятии (Ольгинское месторождение) тульская поверхность располагается по скважинным данным на абс. отм. от -832,0 до -911,0 м (превышение 79 м), на Мензелинском – от -937,0 до -1043,0 м (превышение 109 м), на Тимеровском – от -968,0 до -1092,0 м (превышение 124 м). Тульско-бобриковская терригенная толща

* Ответственный автор: Николай Валерьевич Нефёдов
E-mail: nnefedov@tatritek.ru

© 2018 Коллектив авторов

на Мензелинском и Тимеровском месторождениях имеет одинаковое строение и одинаковую толщину – 32-99 м на Тимеровском и 34-99 м на Мензелинском, что косвенным образом свидетельствует об одинаковых условиях ее накопления (Табл. 1). На Ольгинском месторождении тульско-бобриковские отложения имеют толщину 24-77 м. Закономерное увеличение толщины этого комплекса пород в сторону Нижнекамского прогиба связано с нивелированием «древнего» геоморфологического понижения, усиленного эрозионно-карстовыми процессами в послетурнейское время, терригенной толщей, образовавшейся вследствие радаевско-бобриковской морской трансгрессии. Толщина радаевских глинистых отложений в районе Мензелинского и Тимеровского месторождений одинакова – 17-146 м и 14-148 м соответственно. На Ольгинском она, естественно, меньше – 12-78 м. Радаевская глинистая толща залегает на характерных по данным ГИС образованиях, представляющих собой частое переслаивание карбонатных пород и глин. Толщина прослоев меняется в пределах 0,6-2,0 м. При сопоставлении разрезов соседних скважин отдельные прослои между собой не коррелируются, хотя общий облик этих образований остается более или менее постоянным, а верхняя и нижняя граница – довольно четкими (Рис. 1-3).

Верхняя граница, соответствующая смене глинисто-карбонатной толщи на глинистую радаевскую, на каротажных диаграммах отбивается практически однозначно. Нижняя граница, соответствующая смене глинисто-карбонатной толщи переслаивания на карбонатные породы турнейско-фаменского возраста в сводовых скважинах и на фаменские – в остальных (а их большинство), не во всех скважинах является четкой (Рис. 1-3). Эта толща переслаивания, на наш взгляд, представляет собой своеобразную кору выветривания турнейского материка, подвергавшегося размыву и карстованию в косьвинское (елховское) время, – своего рода, шлейф. Толщина шлейфа не постоянна: она меньше в сводовых скважинах (6-13 м) и увеличивается до 135 м в районе Тимеровского поднятия в скважине, располагающейся гипсометрически ниже остальных по кровле тульских отложений.

На профиле через Мензелинское и Тимеровское месторождения (Рис. 4) наибольшая толщина шлейфа приурочена к прогибу между поднятиями. В единичных скважинах шлейф отсутствует: на Мензелинском месторождении – в скв. №898-2, на Тимеровском – в скв. №№843, 2869; на Ольгинском – в скв. №№2411, 2433.

Образования шлейфа залегают на разных стратиграфических подразделениях карбонатной толщи. В сводовых

скважинах – №№895, 895Д Мензелинского, №2862 Тимеровского, №№2411, 2418, 2419 Ольгинского месторождений – шлейф перекрывает турнейские известняки, в остальных скважинах – заволжские, а в наиболее низких на структурах – данково-лебедянские. Толщина сохранившихся от размыва турнейских отложений изменяется от 10 м на Ольгинском до 27 м на Тимеровском месторождении. В скв. №2411 Ольгинской турнейский интервал имеет толщину 50 м и представлен всеми горизонтами яруса, тогда как в остальных скважинах, вскрывших турнейские отложения, последние представлены малевско-упинской толщей (Рис. 5).

Кровля заволжского надгоризонта, являющаяся опорной поверхностью при анализе турнейско-фаменских карбонатных отложений, отбивается по характерному виду кривых КС, ПС, РК на каротажных диаграммах. Примечательно, что толщина комплекса пород от кровли тульского горизонта до кровли заволжского надгоризонта составляет 75 м на Мензелинском, 78 м на Тимеровском и 80 м на Ольгинском месторождениях, т.е. является величиной одного порядка с толщинами на других месторождениях РТ (Зюзеевское, Тавельское и др.). Эти фактические данные в значительной мере подкрепляют тезис об унаследованности тульской поверхности от заволжской (и от палеоповерхности турнейской) на всей восточной части РТ и об эрозионно-карстовой природе современного турнейского (или турнейско-фаменского в прогибах ККСП) рельефа (Харитонов и др., 2015). Своей современной конической формой и относительно крутыми склонами постройки обязаны процессам эрозии и карста, продолжавшимся все косьвинское время, а не локальному наслаиванию органических остатков на ограниченной площади. Ядра рифогенных построек приурочены, по видимому, к толще надречицкого возраста. Кровля среднего фамена литологически не выражена, следовательно, на кривых СК, РК и др. провести ее с достаточной степенью уверенности невозможно. Поскольку перерыва в осадконакоплении на границе поздне-среднефаменского времени не было, данково-лебедянские отложения согласно облачают речицко-елецкие, а поверхность заволжской толщи согласно повторяет данково-лебедянскую.

Структурные формы, подобные трем вышеописанным, традиционно принято считать биогермными сооружениями – рифогенными постройками, последовательно сформированными разновозрастными ядрами – речицко-данково-лебедянскими, черепетскими и кизеловскими, имеющими свои особенности строения (Волков, 2008; Губайдуллин и др., 1973; Шакиров, 2003; Ларочкина, 2013).

Поднятие (месторождение)	Толщина, м				
	C1tl+C1bb	C1rd	C1t	От кровли C1tl до D3zv	Коры выветривания (шлейф)
1	2	3	4	5	6
Западно-Юртовское (Мензелинское)	34-99	17-146	12-14	75	7-67
Тимеровское	32-99	14-148	27	78	6-135
Южно-Ижевское (Ольгинское)	24-77	12-78	10-26	80	13-42

Табл. 1. Толщины стратиграфических комплексов нижнего карбона

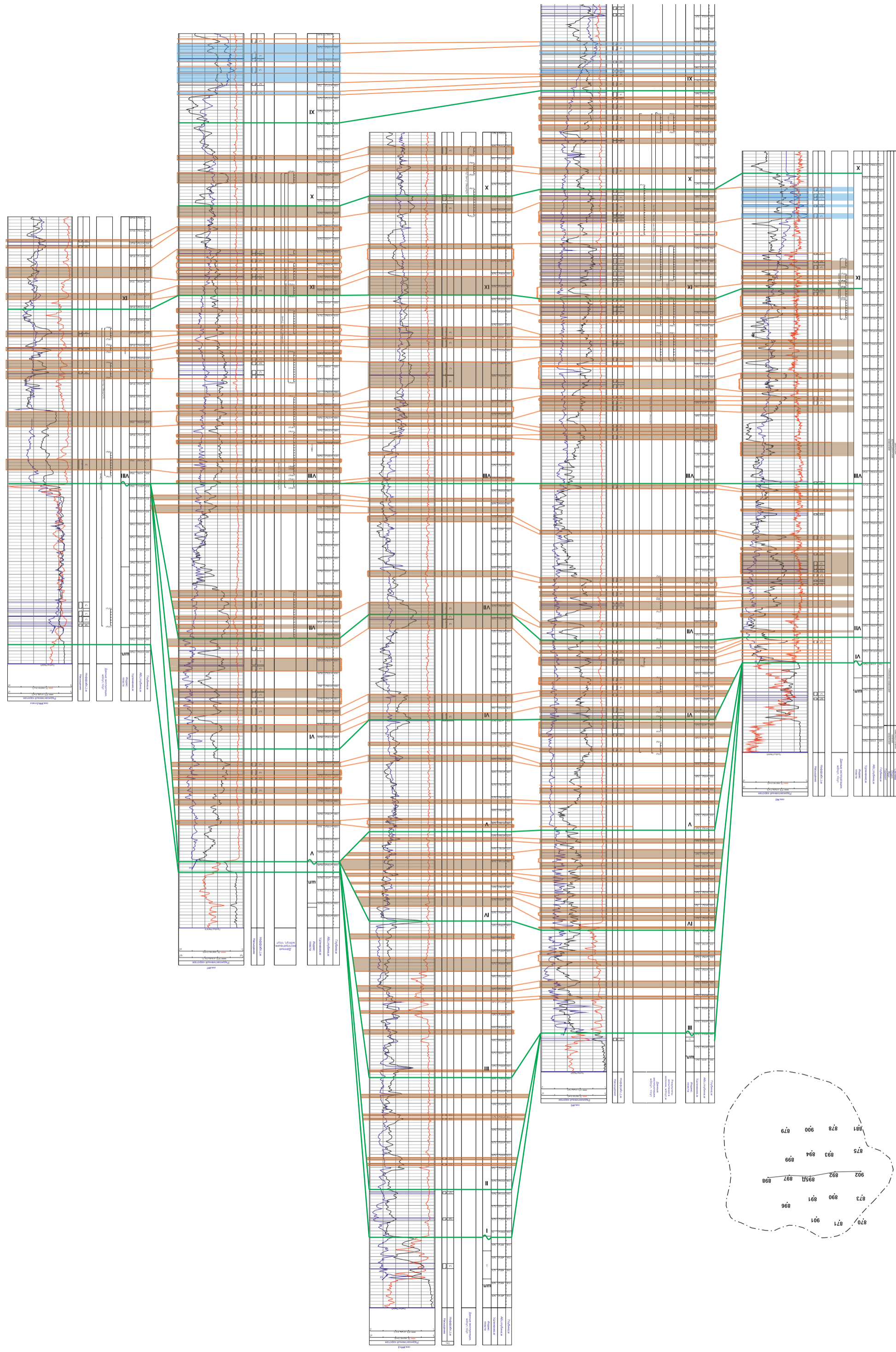


Рис. 1. Схема корреляции низкаменнотугольно-верхнедевонских отложений по скважинам Мезлинского месторождения РТ

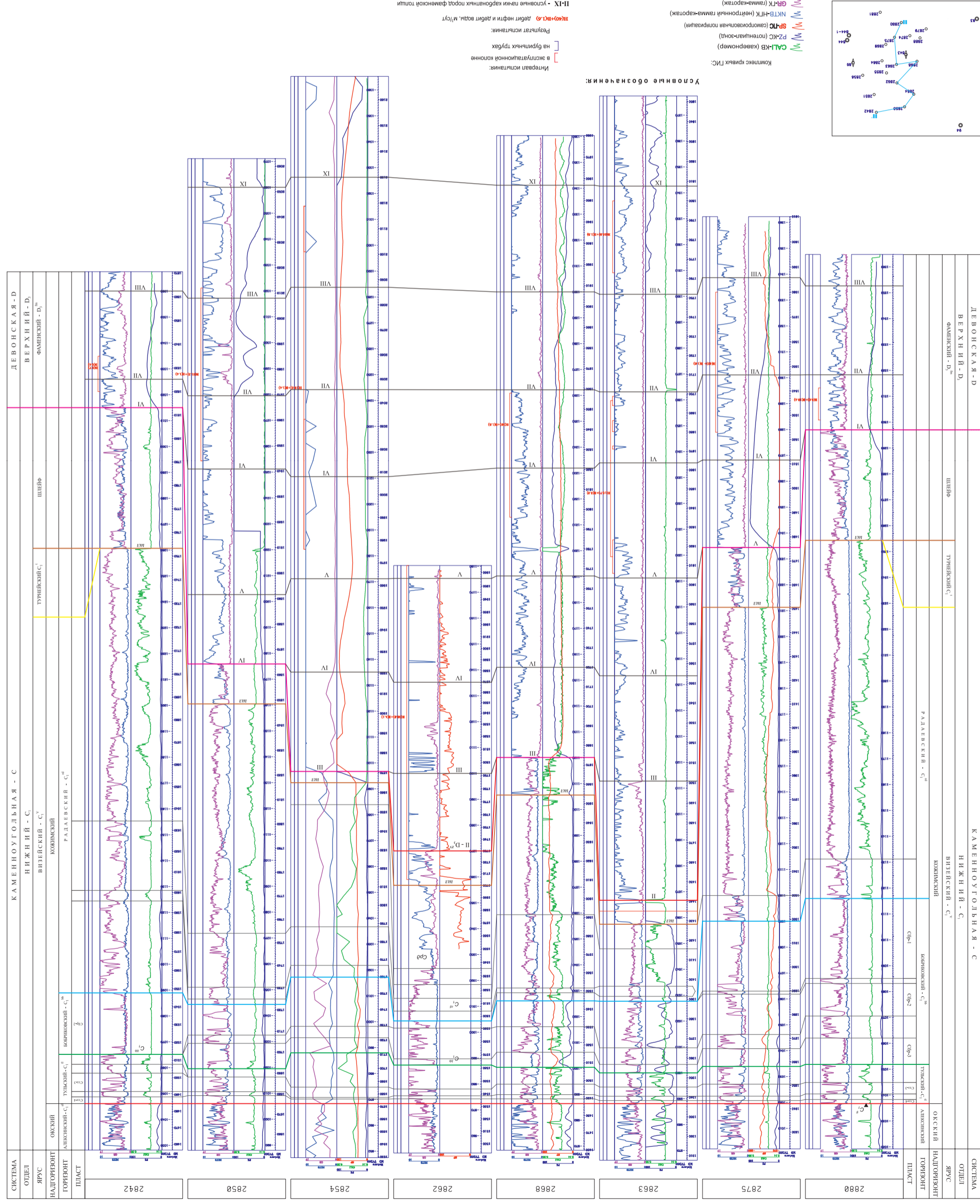


Рис. 2. Схема корреляции нижнекамненноугольно-верхнедевонских отложений по скважинам Тимровского месторождения РТ

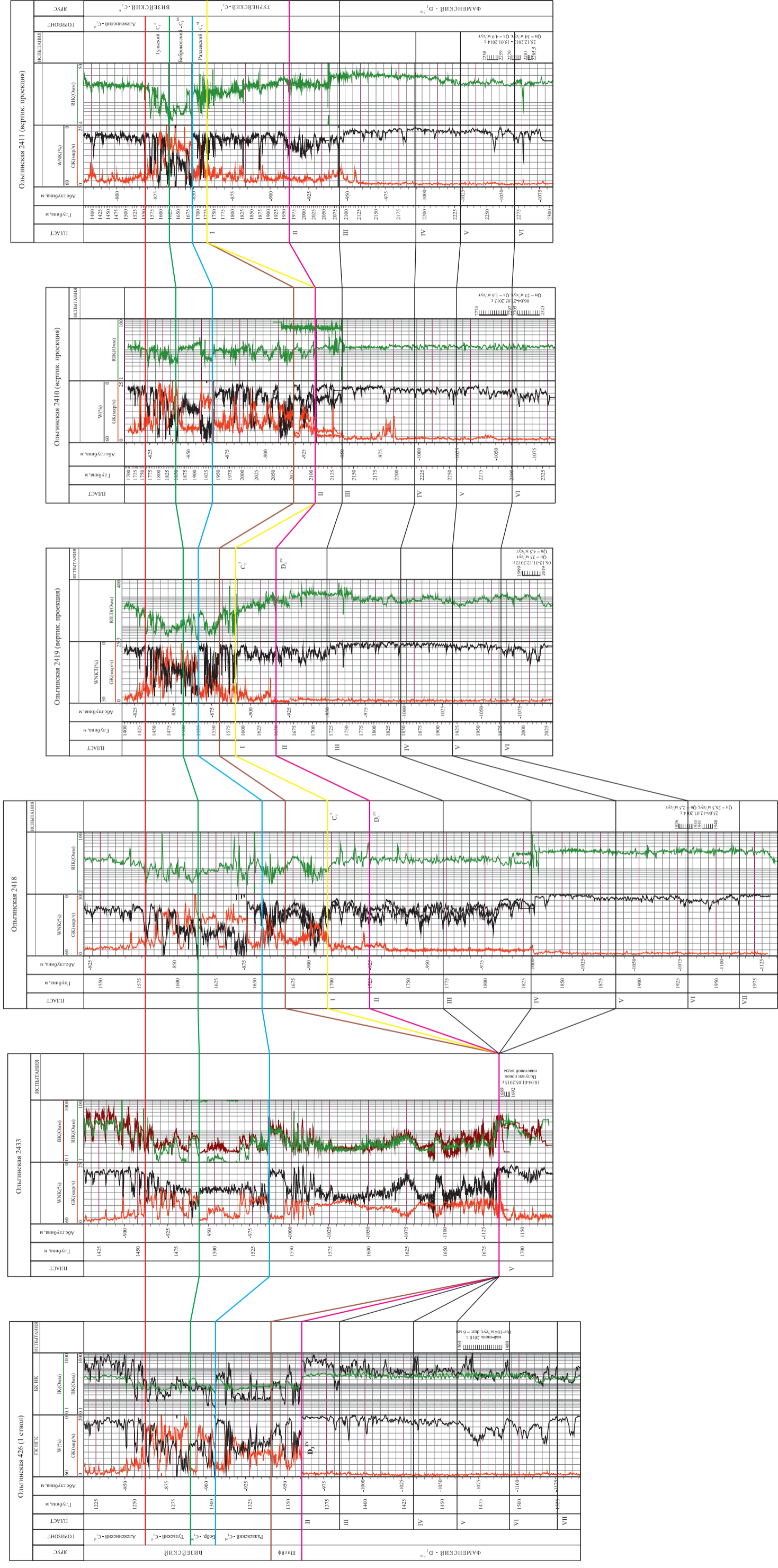


Рис. 3. Схема корреляции нижнекаменноугольно-верхнедевонских отложений по скважинам Ольгинского месторождения РТ

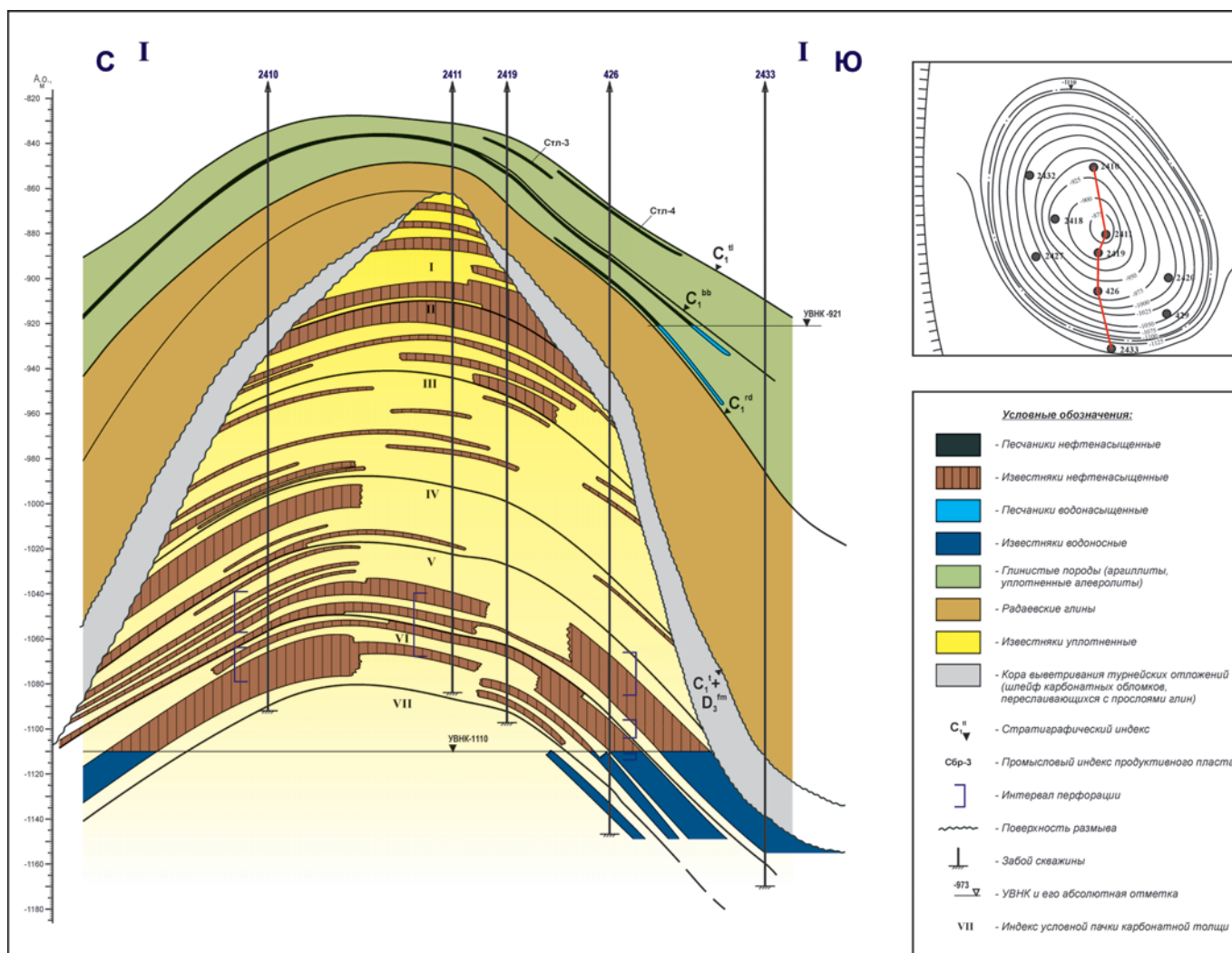


Рис. 5. Схематический геологический профиль нижнекаменноугольно-верхнедевонской толщи по скважинам Ольгинского месторождения

Карбонатные толщи более позднего возраста облекают более ранние, увеличиваясь в толщине на своде сооружения и уменьшаясь на его крыльях до минимальных значений. Для теоретического обоснования формирования таких структур они были отнесены, по Кузнецову В.Г., к категории бескаркасных рифов (Волков, 2008). Остатки морских организмов – фораминифер, криноидей, мшанок, одиночных кораллов, различного рода водорослей, концентрировались на небольшом участке дна, наслаиваясь друг на друга и обеспечивая тем самым вертикальный рост рифа. Благоприятные условия для локального процветания органической жизни создавались за счет того, что Мензелинский, Тимеровский, Ольгинский рифы, например, располагались в узловой зоне сочленения региональных Прикамского и Бахчисарайского разломов, мобильных тектонически и обеспечивавших поступление необходимого для процветания органической жизни тепла из земных недр в морской бассейн.

Таким образом, для появления бескаркасного рифа и его непрерывного роста вплоть до окончания кизеловского времени требовалось неперенное сочетание нескольких условий, главные из которых – опускание нижней границы фотического слоя на уровень донной поверхности за счет колебаний уровня морского бассейна и большая плотность разрывных нарушений на единицу той площади, где

скапливались остатки морских организмов (Волков, 2008). Следует отметить, что расстояние между Мензелинским и Тимеровским рифами составляет всего 2,6 км, хотя первый из них приурочен к осевой зоне Нижнекамского прогиба, входящего в систему ККСП, а второй – к его внутренней бортовой зоне. Эти зоны согласно (Ларочкина, 2013; Муслимов и др., 1999) отличались дифференцированными субвертикальными движениями за счет подъема и погружения соответствующих территорий. Однако причины и результаты разнонаправленных движений земной коры на «стыке» осевой и бортовой частей прогиба и на столь коротком расстоянии не приводятся.

В дифференцированные и разноамплитудные субвертикальные движения вовлекалась, по-видимому, вся толща пород, включая кристаллический фундамент. А так как амплитуда подобных движений достигала нескольких десятков метров, то в осадочной толще (нижнекаменноугольно-девонской) неминуемо должны были возникать разрывные нарушения со смещением блоков по разные стороны от этих нарушений. Однако следов подобных смещений одновозрастных толщ турнейско-девонского разреза в пройденных скважинах как в пределах прогибов ККСП, так и вне ее не зафиксировано.

Если даже допустить рост верхушки рифа – сначала конусообразной, а затем все более крутой – на столь

ограниченном пространстве, то возникает вопрос: как влияли гидродинамический режим морского бассейна и в широком смысле погодно-климатические условия того времени на подобного рода подводные сооружения? Морские течения, глубина зоны влияния волн, включая мощные штормовые, неминуемо должны были воздействовать на вершину бескаркасного рифа, смывая с нее часть накопившихся нелитифицированных осадков и переотлагая их за пределами основания рифа.

Строение современного рельефа турнейской поверхности, по нашему мнению, определяется двумя главными генетическими факторами, проявившими себя в разные периоды геологической истории. Первый по времени – седиментационный, породообразующий; второй – эрозионно-карстовый, породоразрушающий и вместе с тем породопреобразующий.

Седиментационный фактор создал толщу турнейских известняков, отлагавшихся на поверхности заволжских образований в условиях преемственности турнейского морского бассейна от верхнедевонского. Никаких геологических «потрясений» и «преобразований» на рубеже геологических эпох – позднедевонской и раннекаменноугольной – в обширном морском бассейне, занимавшем всю северо-восточную и восточную части Русской платформы, не происходило. На этом большом пространстве существовал устойчивый морской режим с менявшейся гидрохимической обстановкой, выразившейся в смене уплотненных доломитизированных и загипсованных преимущественно кристаллических и пелитоморфных известняков заволжского возраста на структурно и текстурно разнообразные органогенно-обломочные и кристаллические известняки, переслаивающиеся с уплотненными доломитизированными известняками турнейского возраста.

В турнейском морском бассейне процветала разнообразная органическая жизнь – планктонные и донные (фораминиферы, остракоды, пелециподы) организмы, различные виды рыб, формы прикрепленные (одиночные кораллы, криноидеи, спириферы и др.) и различные растительные формы – сине-зеленые, багряные, трубчатые водоросли (фитопланктон) (Антропов, 1972). Осаждавшиеся карбонатные илы имели как хомогенную, так и органогенно – обломочную природу. Распределение их по площади морского дна определялось многими факторами: неровностями донного рельефа, сменой направления и силы морских течений, глубиной воздействия волн, частотой и интенсивностью штормов и моретрясений, приводивших к возникновению цунами. Эти факторы нарушали идеальную секвенцию осадков и зачастую затушевывали ее. Поэтому выявлять какие-либо определенные циклы осадконакопления в литологически однообразной турнейско-фаменской толще крайне затруднительно.

Значительную роль играли также процессы преобразования первоначально отложившихся илообразных осадков – процессы литогенеза (диагенеза, эпигенеза и гипергенеза). Они обусловили отчасти многообразие структурно-текстурных особенностей карбонатного разреза и его слоистость (Хисамов и др., 2010).

Второй фактор – эрозионно-карстовый, включавший в себя два процесса, протекавших одновременно, но с

разной интенсивностью. Этот фактор проявил себя после регрессии турнейского морского бассейна, вызванной масштабным преобразованием земной поверхности на Русской платформе (Иголкина и др., 1977). Следствием регрессии явилось образование обширной по площади материковой суши, сложенной с поверхности карбонатными илами, в различной степени литофицированными. Именно эти процессы – эрозия и карст – определили формы рельефа современной турнейской поверхности.

Наступивший в конце турнейского века период перерыва в осадконакоплении продолжался все елховское и часть раннерадаевского времени. В этом отрезке геологической истории материковая поверхность стала подвергаться одновременно как эрозии, так и карстованию. Сложилась все основные условия для карстования (Гвоздецкий, 1954): наличие растворимой породы – известняков; их проницаемость, которая определялась текстурно-структурными особенностями карбонатных илов и возникшей их трещиноватостью вследствие дегидратации при выводе из-под уровня моря; активное движение поверхностных вод за счет частых и интенсивных ливневых потоков в условиях жаркого и влажного климата; агрессивность атмосферных вод благодаря высокому содержанию углекислого газа в земной атмосфере. На выведенном на дневную поверхность дне турнейского моря Западно-Юртовское, Тимеровское и Южно-Ижевское поднятия выделялись в виде холмов, сводовые части которых были по площади больше, чем их современные своды.

Степень интенсивности карстовых процессов, создавших современный скульптурный облик Западно-Юртовского и Тимеровского поднятий, определялась положением последних в Нижнекамском прогибе древнего заложения, разделившим Северный и Южно-Татарский своды еще в архейский период их консолидации. Этот прогиб существовал весьма длительное геологическое время и был снивелирован только в конце визейского века в результате радаевско-тульской морской трансгрессии. В геологической литературе, однако, господствует мнение, что Нижнекамский прогиб, как вся ККСП, представляет собой внутриформационный прогиб, располагающийся над моноклинальным склоном по кровле терригенного девона и образовавшийся вследствие длительных дифференцированных и разнонаправленных движений его частей – бортов и осевой области (Ларочкина, 2013, Муслимов и др., 1999).

Согласно нашим представлениям о времени и условиях формирования Нижнекамского прогиба выраженность его в рельефе турнейского морского дна, ставшего частью континентальной суши в косьвинское время, способствовала широкому развитию эрозионно-карстовых процессов на его поверхности. Частые и сильные дождевые потоки обрабатывали склоны поднятий; временные речные потоки, менявшие свое направление и русло, и впадавшие в прогиб, неравномерно размывали его борта, растворяя слабо литифицированные карбонатные породы и перенося их нерастворимый остаток в наиболее пониженные участки рельефа. Они же передвигали и перемешивали обломки, скапливавшиеся в западинах склонов и образовавшиеся частично за счет обрушения карнизов более плотных и органогенно-обломочных известняков

на склонах поднятий. Прогибы, разделявшие поднятия, углублялись; остаточные – от растворения и обрушения – образования переотлагались, меняя места своих скоплений. Естественно, что переносимые обломки, размер которых, по-видимому, мог достигать нескольких метров, хорошо фиксируются на каротажных диаграммах скважин. Обломки содержали фаунистические остатки, а структура их могла быть самой различной. В результате радаевской трансгрессии обломки были перемешаны с осаждавшимся в бассейне глинистым материалом. Если согласиться с мнением Е.Б. Груниса (Грунис, 2010) о мгновенном в геологическом смысле характере поздне-радаевской трансгрессии, то следует допустить, что ее сила также способствовала изменению форм рельефа и перераспределению карбонатных обломков по площади и по вертикали.

Эрозионно-карстовые процессы, протекавшие на посттурнейском материке, создали современный рельеф турнейско-фаменской поверхности, во-первых, а во-вторых, сыграли решающую роль в формировании пустотного пространства той части карбонатного разреза, которая была подвержена их воздействию. Современная толща карбонатных отложений турнейского и фаменского возраста описывается как толща переслаивания различных типов сложно построенных пород-коллекторов и плотных разностей тех же пород с взаимными переходами по латерали и горизонтали. Толщины и количество эффективных и плотных прослоев в пределах одного локального поднятия меняются от скважины к скважине без видимой закономерности, хотя в общем случае проследить распространение пачек пород, содержащих плотные и пористо-проницаемые прослои, удается достаточно уверенно.

Отложившаяся в морском бассейне карбонатная толща отличалась разнообразием текстурно-структурных типов пород и характеризовалась первичной пористостью и проницаемостью, макро- и микрослоистостью (Козина и др., 1973). После регрессии морского бассейна выведенные на дневную поверхность карбонатные нелитифицированные илы подвергались дегидратации, превращаясь в более плотную «корку» пород, которая растрескивалась с образованием многочисленных и преимущественно субвертикальных трещин. Считается, однако, что для рифогенных сооружений типа Мензелинского, Тимеровского и соседних с ними рифов трещиноватость связана с тектоническими процессами, протекавшими в теле кристаллического фундамента и в перекрывающей фундамент осадочной толще (Волков, 2008; Шакиров, 2003).

Обнажившееся дно регрессировавшего турнейского моря отличалось расчлененным рельефом – наличием различных по площади и высоте и относительно пологих поднятий, разделенных прогибами и пониженными участками.

На его поверхности протекали процессы открытого карста, в толще пород – закрытого карста. Эти процессы включали как растворение первичной породы, так и механическое воздействие ливневыми дождевыми потоками. Ливневые потоки сносили с поверхности нерастворимый остаток, а высокие температуры способствовали прогреву пород с поверхности и повышению растворимости

известняков. Открытый карст, таким образом, денудировал верхнюю часть кизеловских отложений на разную в зависимости от характера рельефа и «чистоты» известняка глубину, вследствие чего полных разрезов турнейского яруса в Татарстане нет.

Чем контрастней был турнейский рельеф, тем большей обработке он подвергался с поверхности. Большой растворимостью обладали мелкозернистые и чистые известняки, меньшей – известняки органогенно-обломочные и глинистые (Козина и др., 1973). Вследствие этого на склонах поднятий образовывались выступы, карнизы, ступени, ниши. С течением времени под действием продолжавшегося растворения и силы тяжести выступы и карнизы обрушались, и дождевыми потоками их обломки переносились в пониженные части рельефа, образуя своего рода кору выветривания и прослой брекчий, которые принимались за результаты размыва тех отложений, на которых прослой брекчий залегают.

Особенно сильной обработке подвергались те части турнейских поднятий, которые примыкали к склонам, поскольку дождевые потоки стекали по ним, а поверхность склонов хорошо прогревалась. Большую роль в подземном карсте играла седиментационная слоистость карбонатных пород и толщина их различных структурных разностей. Это следует принимать во внимание при оценке эффективных толщин скважин, пробуренных на одном локальном поднятии, так как эффективные толщины в двух соседних скважинах не могут отличаться на порядок, если они обязаны своим появлением одному и тому же процессу. При разработке залежей в турнейских (и турнейско-фаменских) отложениях наиболее высокие дебиты нефти часто отмечаются в скважинах, располагающихся на склоновых частях поднятий, в которых показатели ФЕС продуктивной тощи, как правило, выше (Муслимов и др., 1999).

В современных тропических странах широко распространены положительные карстовые формы рельефа – высокие и крутые останцы в виде столбов, башен, конусов и куполовидных форм.

Локальные и небольшие по площади поднятия типа Мензелинского, Тимеровского и соседних с ними рифогенных построек имеют характерную куполовидную форму. Подобная форма, по-видимому, типична для всех турнейско-фаменских поднятий в осевой зоне Нижнекамского прогиба и реже встречается за ее пределами. Большинство турнейских поднятий обладает более сглаженными формами.

По нашему мнению, форма и размеры современных поднятий в Нижнекамском прогибе определяются, в первую очередь, именно эрозионно-карстовыми процессами. Значительная высота пустотно-пористого резервуара на поднятиях всецело обязана своим формированием подземному карсту.

Выводы

1. Поверхность тульского горизонта, принимаемая за ОГ У при сейсмических построениях, соответствует турнейской палеоповерхности, унаследованной, в свою очередь, от фаменской-заволжской, поскольку прерыва в осадконакоплении на границе фаменского и турнейского веков не было.

2. Толщина комплекса пород, заключенных между кровлей тульского горизонта визейского яруса нижнего карбона и кровлей заволжского надгоризонта фаменского яруса верхнего девона, остается относительно постоянной (70-80). Это означает, что толщины сохранившихся от эрозии и карста горизонтов турнейского яруса также изменяются в нешироких пределах.

3. Современная поверхность турнейских отложений сформирована эрозионно-карстовыми процессами, господствовавшими на турнейском материке, образовавшемся после регрессии турнейского морского бассейна на всем востоке Русской платформы.

4. Широкому развитию карста способствовало сочетание необходимых для его проявления условий: геологических – наличие мощной толщи проницаемых и трещиноватых известняков, длительность континентального перерыва; геоморфологических – расчлененная поверхность, унаследованная от фаменской, с ее положительными и отрицательными формами рельефа; климатических – влажный и теплый климат, большое количество атмосферных осадков в виде ливней с образованием временных водных потоков и высокое содержание углекислоты в атмосфере.

5. Поверхностный карст в сочетании с ветровой и речной эрозией создал все разнообразие современных структурных форм турнейско-фаменской поверхности; глубинный (подземный) карст сформировал пустотно-трещинный объем нефте- и водосодержащих резервуаров в турнейской и турнейско-фаменской толщах.

6. Турнейско-фаменский рельеф на большей части территории РТ перекрыт радаевскими глинами, содержащими спорово-пыльцевой комплекс елховского облика.

7. Трансгрессия морского бассейна происходила в два этапа: в позднегадаевское время и радаевско-бобриковское. Установившийся морской режим на территории РТ приходится на начало тульского времени.

Литература

Антропов И.А. (1972). Органогенные постройки девона и ранне-го карбона центральной части Русской платформы и условия их развития. *Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы*. М.: Наука, с. 282-291.

Войтович Е.Д., Гатиятуллин Н.С. (1998). Тектоника Татарстана. Казань: Издательство Казан. университета, 139 с.

Волков Д.С. (2008). Особенности и методы изучения геологического строения верхнедевонско-каменноугольных отложений северо-востока Республики Татарстан и поиск органогенных построек в осевой зоне Камско-Кинельской системы прогибов. *Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук*, Москва, 26 с.

Гвоздецкий Н.А. (1954). Карст. М, Географгиз, 351 с.

Грунис Е.Б. (2010). Новые представления теории геологических процессов и перспектив нефтегазоносности Русской платформы. *Инновации и технологии в разработке добыче и переработке нефти и газа*, Казань: Фэн, с. 90-101.

Губайдуллин. А.А., Альтмарк М.С. (1973). О влиянии позднефранских органогенных построек на палеогеографию фаменского и турнейского бассейнов в пределах юго-востока Татарии. *Доклады АН СССР*, 211(4), с. 936-938.

Иголкина Н.С., Кривская Т.Ю. (1977). Довизейский перерыв на Русской платформе. *Советская геология*, 7, с. 71-78.

Козина Е.А., Хайретдинов Н.Ш. (1973). Влияние вещественного состава и структуры карбонатных пород на их коллекторскую характеристику. *Тр. ТатНИПИнефть*, Вып. XXII, с. 69-74.

Ларочкина И.А. (2013). Концепция системного геологического анализа при поисках и разведке месторождений нефти на территории Татарстана. Казань: Фэн, 229 с.

Муслимов Р.Х., Васясин Г.И., Шакиров А.Н., Чендаров В.В. (1999). Геология турнейского яруса Татарстана. Казань: Мониторинг, 186 с.

Харитонов Р.Р., Арефьев Ю.М. (2015). О некоторых особенностях строения нижнекаменноугольной толщи Зюезевского месторождения. *Георесурсы*, 4(63), Т. 2, с. 17-24. DOI: <http://dx.doi.org/10.18599/grs.63.4.20>

Хисамов Р.С., Губайдуллин А.А., Базаревская В.Г., Юдинцев Е.А. (2010). Геология карбонатных сложно построенных коллекторов девона и карбона Татарстана. Казань: Фэн, 283 с.

Шакиров А.Н. (2003). Геологические основы применения методов увеличения нефтеотдачи в продуктивных отложениях палеозоя Татарстана. СПб.: Недра, 372 с.

Сведения об авторах

Николай Валерьевич Нефёдов – директор, ТПП «ТатРИТЭКнефть» АО «РИТЭК»

Россия, 423040, Нурлат, ул. Ленинградская, 1б

E-mail: nnefedov@tatritek.ru

Валерий Борисович Карпов – заместитель генерального директора по разработке месторождений – главный геолог, АО «РИТЭК»

Россия, 115035, Москва, Большая Ордынка, 3

Юрий Михайлович Арефьев – старший научный сотрудник, Институт проблем экологии и недропользования при Академии наук Республики Татарстан

Россия, 420087, Казань, ул. Даурская, 28

Александр Викторович Калмыков – заведующий лабораторией гидродинамических исследований, ООО «НПП «Чёрный ключ»

Россия, 420021, Казань, ул. Ахтямова, 1

Григорий Анатольевич Никифоров – научный сотрудник, Институт механики и машиностроения ФИЦ КазНЦ РАН

Россия, 422111, Казань, ул. Лобачевского, 2/31

Статья поступила в редакцию 03.04.2018;

Принята к публикации 01.06.2018; Опубликована 30.06.2018

IN ENGLISH

Geological structure features of Menzelinsky, Timerovsky and Olginsky fields of the Republic of Tatarstan as a result of their genetic nature

N.V. Nefyodov^{1}, V.B. Karpov², Yu.M. Arefyev³, A.V. Kalmykov⁴, G.A. Nikiforov⁵*

¹TatRITEKneft, territorial branch of RITEK JSC, Nurlat, Russian Federation

²RITEK JSC, Moscow, Russian Federation

³Institute for Problems of Ecology and Subsoil Use of Tatarstan Academy of Sciences, Kazan, Russian Federation

⁴NPP Cherny klyuch LLC, Kazan, Russian Federation

⁵Institute of Mechanics and Engineering, FRC Kazan Science Center of the Russian Academy of Sciences, Kazan, Russian Federation

*Corresponding author: Nikolay V. Nefyodov, e-mail: nnefedov@tatritek.ru

Abstract. The Menzelinsky, Timerovsky and Olginsky fields are located in the northeast of the Republic of Tatarstan and are associated with uplifts, sharply pronounced along the Tulsian surface of the Lower Carboniferous. With a small area of uplifts (1.5-2.2 km across), they are distinguished by a considerable (220-380 m) height and steep wings (up to 40°) of the carbonate rock array overlapped by the Radaevskian-Tulsian terrigenous strata. The carbonate array is represented by deposits of the Tournaisian-Famennian age on the arches of uplifts and by Famennian deposits on their wings. It is accepted to classify such carbonate structures as frameless reefs formed on local seabed areas with a combination of specific conditions for their continuous growth. In the opinion of the authors of the present article, characterized and similar uplifts were formed due to erosion-karst processes that took place on the Tournaisian continental land after the regression of the Tournaisian Sea in the east of the Russian Platform. Erosion and karst processed the limestone paleosurface of the continent during the entire Kosvinian time. As a result of the Late Radaevskian-Bobrikovian cycle of marine transgression, the entire Tournaisian-Famennian surface was covered by the terrigenous rock strata of Radaevskian-Tulsian on the wings of the uplifts and by Bobrikovian-Tulsian strata – on the arches.

Keywords: uplift, carbonate rocks, terrigenous strata, frameless reefs, erosion, karst, regression, transgression

Recommended citation: Nefyodov N.V., Karpov V.B., Arefiev Yu.M., Kalmykov A.V., Nikiforov G.A. (2018). Geological structure features of Menzelinsky, Timerovsky and Olginsky fields of the Republic of Tatarstan as a result of their genetic nature. *Georesursy = Georesources*, 20(2), pp. 88-101. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2018.2.88-101>

References

- Antropov I.A. (1972). Organogennye postroiki devona i rannego karbona tsentral'noi chasti Russkoi platformy i usloviya ikh razvitiya [Organogenic structures of the Devonian and the Early Carboniferous of the central part of the Russian Platform and the conditions for their development]. *Litologiya i paleogeografiya paleozoiskikh otlozhenii Russkoi platform* [Lithology and paleogeography of Paleozoic deposits of the Russian platform]. Moscow: Nauka Publ., pp. 282-291. (In Russ.)
- Gvozdetkii N.A. (1954). Karst. Moscow, Geografiziz, 351 p. (In Russ.)
- Grunis E.B. (2010). Novye predstavleniya teorii geologicheskikh protsessov i perspektiv neftegazonosnosti Russkoi platformy [New ideas of the theory of geological processes and prospects of oil and gas potential of the Russian platform]. *Innovatsii i tekhnologii v razrabotke, dobyche i pererabotke nefii i gaza* [Innovations and technologies in development, production and processing of oil and gas], Kazan: Fen, pp. 90-101. (In Russ.)
- Gubaidullin. A.A., Al'tmark M.S. O vliyaniy pozdnefranskikh organogennykh postroek na paleografiyu famenskogo i turneiskogo basseinov v predelakh yugo-vostoka Tatarii [On the influence of lateorganic organogenic buildings on the paleogeography of the Famennian and Tournaisian basins within the southeast of Tatarstan]. *Doklady AN SSSR = Proc. of the USSR Academy of Sciences*, 211(4), Moscow, pp.936-938. (In Russ.)
- Igolkina N.S., Krivskaya T.Yu. (1977). Dovizeiskii pereryv na Russkoi platform [Dovizeysky break on the Russian platform]. *Sovetskaya geologiya = Soviet geology*, (7), pp.71-78. (In Russ.)

Kharitonov R.R., Aref'ev Yu.M. (2015). Some Features of the Structure of Lower Carboniferous Strata of Zyuzeyevsky Field. *Georesursy = Georesources*, 4(63), Vol.2, pp. 17-24. DOI: <http://dx.doi.org/10.18599/grs.63.4.20> (In Russ.)

Khisamov R.S., Gubaidullin A.A., Bazarevskaya V.G., Yudinsev E.A. (2010). Geologiya karbonatnykh slozhno postroennykh kollektorov devona i karbona Tatarstana [Geology of carbonate complex reservoirs of the Devonian and the Carboniferous of Tatarstan. Kazan: Fen, 283 p. (In Russ.)

Kozina E.A., Khairtdinov N.Sh. (1973). Vliyaniye veshchestvennogo sostava i struktury karbonatnykh porod na ikh kollektorskuyu kharakteristiku [Influence of the material composition and structure of carbonate rocks on their reservoir characteristics]. *Proc. TatNIPIneft*, Kazan, XXII, pp. 69-74. (In Russ.)

Larochkina I.A. (2013). Kontseptsiya sistemnogo geologicheskogo analiza pri poiskakh i razvedke mestorozhdenii nefii na territorii Tatarstana [The concept of systematic geological analysis in prospecting and exploration of oil fields in the territory of Tatarstan]. Kazan: Fen, 229 p. (In Russ.)

Muslimov R.Kh., Vasyasin G.I., Shakirov A.N., Chendarov V.V. (1999). Geologiya turneiskogo yarusy Tatarstana [Geology of the Tournaisian Stage of Tatarstan]. Kazan: Monitoring, 186 p. (In Russ.)

Shakirov A.N. (2003). Geologicheskie osnovy primeneniya metodov uvelicheniya nefteotdachi v produktivnykh otlozheniyakh paleozoya Tatarstana [Geological foundations of EOR application in productive deposits of Paleozoic of Tatarstan]. St. Petersburg: Nedra, 372 p. (In Russ.)

Voitovich E.D., Gatiyatullin N.S. (1988). Tektonika Tatarstana [Tectonics of the Tatarstan]. Kazan: Kazan Univer. Publ., 139 p. (In Russ.)

Volkov D.S. (2008). Osobennosti i metody izucheniya geologicheskogo stroeniya verkhnedevonsko-kamennougol'nykh otlozhenii severo-vostoka Respubliki Tatarstan i poisk organogennykh postroek v osevoi zone Kamsko-Kinel'skoi sistemy progibov. *Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk* [Features and methods of studying the geological structure of the Upper Devonian-Carboniferous deposits of the northeast of the Republic of Tatarstan and the search for organogenic structures in the axial zone of the Kamsko-Kinel's system of deflections. Abstract Cand. Geol.-Min. Sci. Diss.]. Moscow, 26 p. (In Russ.)

About the Authors

Nikolay V. Nefyodov – Director, TatRITEKneft, territorial branch of RITEK JSC

1b Leningradsky str., Nurlat, 423040, Russian Federation
E-mail: nnefedov@tatritek.ru

Valery B. Karpov – Deputy Director General for Field Development – Chief Geologist, RITEK JSC

3 Bolshaya Ordynka, Moscow, 115035, Russian Federation

Yuri M. Arefiev – Senior Resercher, Laboratory of Geological and Environmental Modeling, Institute for Problems of Ecology and Subsoil Use of Tatarstan Academy of Sciences

28 Daur'skaya St., Kazan, 420087, Russian Federation

Alexander V. Kalmykov – Head of the Laboratory of Hydrodynamic Research, NPP Cherny klyuch LLC

1 Akhtyamov str., Kazan, 420021, Russian Federation

Grigory A. Nikiforov – Researcher, Institute of Mechanics and Engineering, FRC Kazan Science Center of the Russian Academy of Sciences

2/31, Lobachevsky St., Kazan, 420111, Russian Federation

Manuscript received 3 April 2018;

Accepted 1 June 2018;

Published 30 June 2018