

УДК 551.24

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ–РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

© 2020 г. Т. Н. Хераскова¹ *, Ю. А. Волож¹, М. П. Антипов¹,
В. А. Быкадоров¹, И. С. Постникова¹

¹Геологический институт РАН,
Пыжевский пер, д. 7, 119017 Москва, Россия

*e-mail: Kheraskova.tatiana@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.04.2020 г.

После доработки 20.06.2020 г.

Принята к публикации 28.07.2020 г.

Геологическая и седиментологическая интерпретация серии временных и глубинных сейсмических разрезов территории зоны сочленения Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы, Прикаспийской впадины, Предуральского прогиба, Башкирского антиклинория и северного склона Скифской плиты позволили выявить ряд не известных ранее особенностей строения позднедокембрийских и раннепалеозойских структур и этапов их формирования. На этой основе составлены структурно-фациальные карты для рифейского и вендского этапов развития. Показано, что в результате коллизии пассивной юго-восточной окраины континента Балтика в раннем венде со Скифией, а в позднем венде с тиманидами Урала, была сформирована сложная тектоническая структура Оренбургского тектонического узла, слагающая основание Прикаспийской нефтегазовой провинции. Полученные результаты существенно уточняют строение осадочного чехла Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины, этапы формирования и эволюции их структуры, а также степень влияния на осадконакопление структурных перестроек на смежных территориях складчатого Урала и Скифской плиты.

Ключевые слова: сейсмостратиграфический комплекс, сейсмический разрез, консолидированная кора, шельф, авлакоген, колебание уровня моря, эрозионный врез, конус выноса

DOI: 10.31857/S0016853X20050057

ВВЕДЕНИЕ

В юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и прилегающей к ней Прикаспийской впадине расположена крупнейшая нефтегазоносная провинция. Возникновение и сохранность углеводородных резервуаров в ее пределах зависят от геологических событий и тектонических особенностей отдельных структур, возникших на том или ином этапе ее развития. Район исследований представляет собой очень сложную зону сочленения трех крупных структур: Восточно-Европейской платформы, складчатого сооружения Урала и Скифской плиты. Средне- и позднепалеозойская история развития была рассмотрена нами ранее [26]. Однако основные структурные элементы этой территории были заложены в позднем докембрии и раннем палеозое. Именно в течение этого периода возник Прикаспийский осадочный бассейн и сформировались его основные особенности. Однако из-за глубокого залегания верхнедокембрийских и нижнепа-

леозойских комплексов (5–8 км) их строение до недавнего времени было изучено слишком фрагментарно. В последнее время была произведена переработка большого количества сейсмических материалов, в результате их качество значительно улучшилось. Появилась возможность более детально показать строение и состав верхнедокембрийско-раннепалеозойского комплекса отложений этого сложного тектонического узла и тем самым более объективно оценить его нефтегазовый потенциал.

Для решения поставленных задач была проведена детальная геологическая и седиментологическая интерпретация серии временных и глубинных сейсмических разрезов территории зоны сочленения Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы, Предуральского прогиба, Башкирского антиклинория и северного склона Скифской плиты. Это позволило выявить ряд не известных ранее особенностей строения позднедокембрийских и раннепалеозойских структур.

тур и этапов их формирования, а также разрушения некоторых из них в начале девона. В результате были составлены структурно-фациальные карты для рифейского и вендского этапов развития.

Полученные в ходе этих работ результаты существенно уточняют представления о строении осадочного чехла Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины, этапах формирования и эволюции их структуры, а также степень влияния на осадконакопление структурных перестроек на смежных территориях складчатого Урала и Скифской плиты.

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ И ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

На рассматриваемой территории в вертикальном разрезе земной коры наиболее крупными сейсмостратиграфическими подразделениями являются консолидированная кора (метаморфический фундамент) и осадочный чехол. Границей между ними служит преломляющий горизонт " d_0^k " с граничной скоростью 5.8–6.6 км/с. по обрамлениям Центрально-Прикаспийской депрессии и 6.6–7.0 км/с в ее пределах [3].

По возрасту консолидированного фундамента на рассматриваемой территории различается три крупных мегаблока [21]. Большую часть территории занимает Восточно-Европейская платформа, имеющая архейско-раннепротерозойский возраст консолидированной коры (рис. 1).

Восточнее областей развития архейско-нижнепротерозойской коры Восточно-Европейской платформы расположены блоки с позднепротерозойским доуральским (тиманским) ($570–550–532.2 \pm 9.1$ млн лет) возрастом консолидированной коры [28, 44, 53, 55], образующими узкую прерывистую полосу консолидированной коры в Предуралье. Консолидированная кора Восточно-Прикаспийского геоблока (Скифского террейна) имеет кадомский (панафриканский возраст) 605–595 млн лет [45, 51] (см. рис. 1).

В чехле каждого мегаблока по структурным особенностям выделены складчатый комплекс осадочного чехла и недеформированный осадочный чехол.

Отложения верхнепротерозойского комплекса на большей части рассматриваемой территории территории залегают глубже забоев пробуренных здесь скважин (более 5 км) и поэтому прямые геологические данные о его строении ограничены областями его неглубокого залегания. Это территории Восточно-Европейской платформы и западный склон Уральского складчатого сооружения. Для остальной территории главным источником информации являлись результаты сейсмострати-

графической интерпретации материалов МОГТ и КМПВ.

Основной единицей при сейсмостратиграфическом анализе осадочного чехла принят сейсмостратиграфический комплекс (ССК). Он представляет собой геологическое тело, ограниченное в кровле и подошве несогласиями и сложенное последовательностью генетически взаимосвязанных слоев. Несколько сейсмостратиграфических комплексов могут составлять сейсмогеологический этаж (СГЭ). Формированию каждого нового сейсмогеологического этажа предшествует крупная структурная перестройка региона. На сейсмических разрезах они отвечают опорным отражающим горизонтам, выделяемым на всей территории осадочного бассейна. По особенностям волнового поля и единичным привязкам к скважинам сделаны выводы о строении и возрасте сейсмостратиграфических комплексов и сейсмостратиграфических этажей.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО (РИФЕЙСКО–ВЕНДСКОГО) КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ

Восточно-Европейская платформа

Древний эпикарельский фундамент Восточно-Европейской платформы широко развит в северо-западной части рассматриваемой территории. Он сложен архей–нижнепротерозойскими метаморфическими и магматическими образованиями, которые частично перекрыты осадочным чехлом практически не метаморфизованных рифейско-нижневендских отложений. В их строении участвует ряд сейсмостратиграфических комплексов (см. рис. 1). Одни из них развиты только в авлакогенах, другие выходят за их пределы. Примером могут служить отложения рифея, развитые не только в пределах Пачелмского авлакогена, но и к юго-востоку от района Морсово до реки Волги на территории Пензенской и Саратовской областей в пределах Пугачевского свода и на территории Саратовского Заволжья вплоть до современной Прикаспийской впадины [42]. Наиболее полный разрез вскрыт скважинами Пугачевская-10 и Коптевская-3. В районе Соль-Илецкого поднятия в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы, где расположена зона сочленения платформы с тиманидами и кадомидами, развиты рифейские отложения складчатого комплекса осадочного чехла.

Состав рифейских отложений Восточно-Европейской платформы и ее окраин описан во многих публикациях, начиная с первой публикации Н.С. Шатского, выделившего структуры типа авлакогенов. Поэтому здесь мы приводим краткие сведения о составе рифейских отложений.

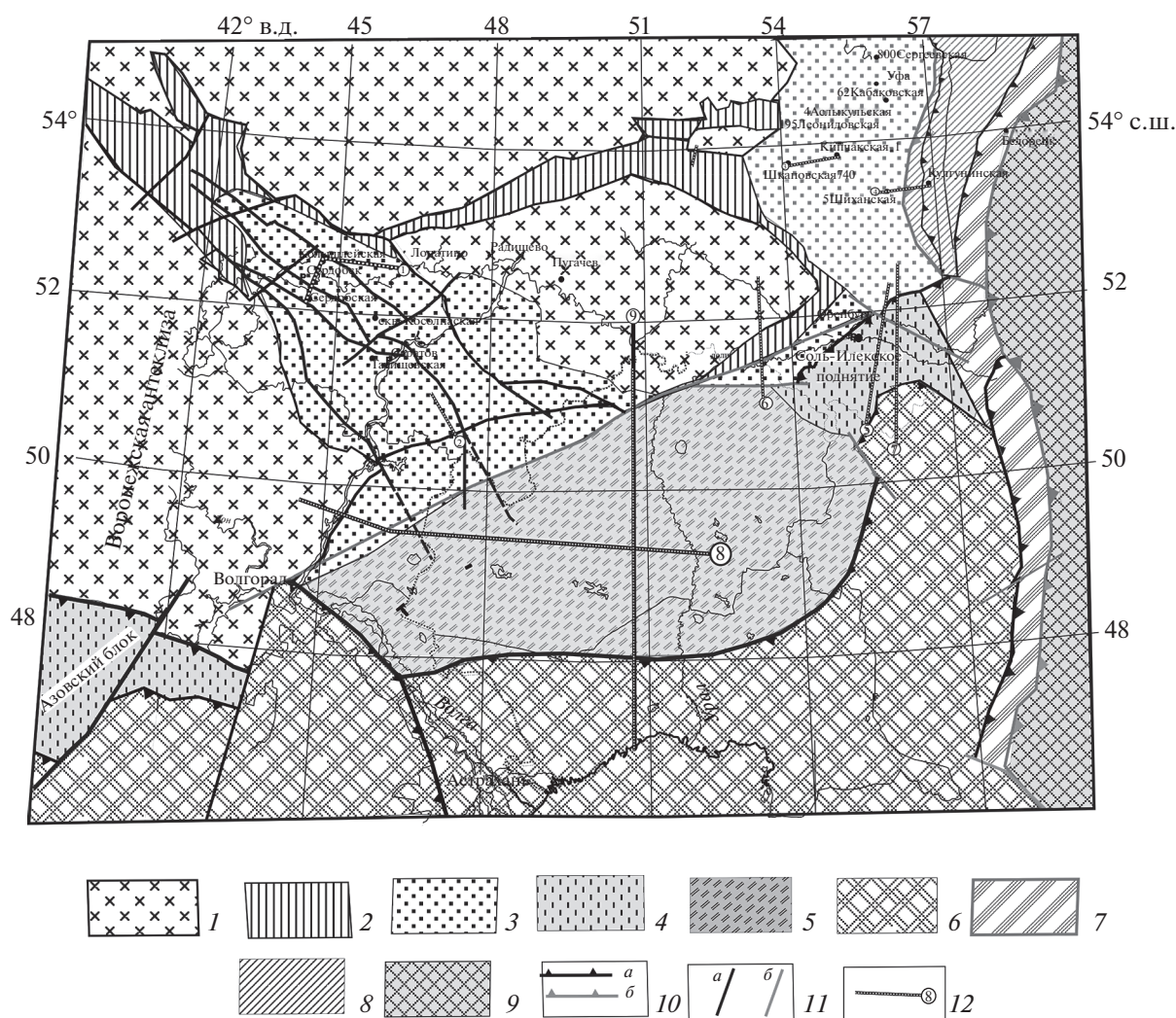


Рис. 1. Схема распространения сейсмокомплексов рифея Восточно-Европейской платформы и ее обрамления (составлена с использованием данных [2, 26, 42]).

Обозначено (цифра в круге): 1 – сейсмогеологический разрез через Пачелмский авлакоген по линии Сердобск–Верхозимская; 2 – глубинный сейсмический разрез через устье Пачелмского авлакогена (профиль 010762); 3 – глубинный сейсмический разрез через Серноводско-Абдулинский авлакоген (Профиль Кипчак); 4 – Профиль Шихан-Кулгунино; 5 – временной сейсмический разрез – Профиль № 9 (скважины Копанская, Бердянская) через зону сочленения Восточно-Европейской платформы с кадомидами Скифско-Туранской плиты; 6 – сейсмогеологический разрез – Профиль XVII Карачиганак через северный борт Центрально-Прикаспийской депрессии; 7 – составной временной сейсмический разрез: Профили 7 + 40 через Камско-Бельский авлакоген, Восточно-Оренбургское поднятие, Прикаспийскую впадину и Скифский террейн; 8 – сейсмогеологический разрез Волгоград–Челкар (западная часть) через западную часть Центрально-Прикаспийской депрессии (запад-восток); 9 – сейсмогеологический разрез Прикаспийской впадины (Центрально-Прикаспийская депрессия): Профиль север–юг.

1–5 – Восточно-Европейская платформа (континент Балтика): 1 – фундамент (архей–протерозой), 2 – рифейские отложения (нерасчлененные) в авлакогенах, 3 – верхний рифей внутреннего шельфа пассивной окраины Балтики в составе Родинии, 4 – складчатый комплекс осадочного чехла (нижний–верхний рифей), 5 – Прикаспийский остаточный океанический бассейн; 6 – эпикадомская складчатая область (микроконтинент Скифия); 7–8 – складчатая область Тиманид (доуралид); 7 – фундамент (мезо-неопротерозой), 8 – складчатый комплекс осадочного чехла (нижний–верхний рифей); 9 – складчатая область Урала (варисиды); 10 – разломы: а – докембрийские, б – палеозойские; 11 – надвиги и тектонические покровы: а – докембрийские, б – палеозойские; 12 – местоположение сейсмических разрезов и их номер

В предлагаемой работе основное внимание уделено строению рифейских отложений в различных структурах и зонах перехода к Прикаспийской впадине и Приуралью, где установленные

по сейсмическим данным особенности позволяют уточнить площадь распространения рифея, обстановки его осадконакопления, происхождение и этапы развития отдельных структур.

авлакогенов пользуется широким распространением и образует четкий сейсмостратиграфический комплекс, который не выходит за пределы авлакогенов или резко увеличивается в мощности на их территории. Он залегает резко несогласно на всех более древних образованиях, в том числе и на кристаллическом фундаменте. Отложения этого комплекса генетически связываются с синрифтовой стадией развития авлакогенов. Среднерифейскому этапу развития, по данным А.А. Клевцовой [14], предшествовала эпоха поднятий, перерыва в осадконакоплении и формирования кор выветривания. Возможно, в это время был частично размыт раннерифейский протоплатформенный чехол. В результате к началу позднего рифея на месте Центрально-Прикаспийского сегмента сформировалась пассивная континентальная окраина суперконтинента Родиния и ее бортовой уступ по границе с палеоокеаном (см. рис. 1).

Поздний рифей (1000–700 млн лет). Около 1000 млн лет назад в результате гренвилльской орографии сформировался суперконтинент Родиния. Балтика вошла в состав этого суперконтинента и располагалась в его окраинной юго-восточной части. Позднерифейские осадочные бассейны в Тимане, Камско-Бельской зоне, Башкирском антиклинории, Прикаспии представляли собой осадочные бассейны пассивной окраины Родинии. При этом Тимано-Прикаспийская пассивная окраина рифтогенного типа вошла в состав пассивной окраины Родинии [45]. Выделяются фации прибрежно-морского происхождения (северная часть Пачелмского авлакогена) и характеризующие крупный эпиконтинентальный бассейн застойного типа внутренней части шельфа позднерифейской пассивной континентальной окраины, располагавшейся в это время вдоль северного, восточного и юго-восточного края Восточно-Европейской платформы (современные координаты). Обилие перерывов и несогласий отражает флуктуации уровня моря в мелководном эпиконтинентальном бассейне. Вероятно, бассейн, в котором происходило формирование рассматриваемого комплекса, представлял собой часть внутреннего шельфа рифейского палеоокеана. Совокупность приведенных данных заставляет относить структурно-вещественный комплекс позднего рифея к морским отложениям платформенного чехла. Возможно, этап формирования платформенного чехла фиксирует время существования эпигренвилльского суперконтинента Родиния.

На этапе 850–800 млн лет начался этап раскола и распада суперконтинента Родиния, сопровождавшийся общим поднятием территории и частичным размывом осадочного чехла Родинии.

Ранний венд или криогений–нижний эдиакарий (650–570 млн лет). С этапом 650–570 млн лет (ранний венд или криогений–нижняя часть эдиакария) связана новая крупная структурная перестройка и окончательный распад остатков Родинии. Началась амальгамация другого суперконтинента – Палеогондваны. Конец рифея–начало венда соответствует глобальной эпохе рифтогенеза, связанной с заложением каледонских палеоокеанов. В этот период раскрылась северная ветвь палеоокеана Япетус, разделившая Лаврентию и Балтику, в результате чего возник самостоятельный континент Балтика (Восточно-Европейская платформа или кратон). В его пределах под влиянием спрединга в океане Япетус, также возобновились процессы рифтогенеза. В это время возник Среднерусский, Подмосковный и, скорее всего, Серноводско-Абдулинский авлакогены, субпараллельные Япетусу и имеющие, в отличие от субмеридиональных ранне-среднерифейских, субширотное простирание (современные координаты). В них накапливались пестроцветные терригенные отложения аркозового, полимиктового, реже кварцевого состава пролювиально-аллювиального, реже прибрежно-морского, озерного и ледникового генезиса, представлявшие собой продукты разрушения гранитизированного фундамента и эпигренвилльского платформенного чехла. Характерны молассоидные осадки мощностью до 1500 м, резко выклинивавшиеся за пределами прогибов. Иногда они сочетаются с вулканитами основного и кислого состава (дайки, силлы, отдельные потоки). Характерны туфовые вулканы. Эта вулканогенно-осадочная ассоциация пород залегает с размывом и несогласием на всех более древних образованиях. В ее составе преобладают пестроцветные терригенные отложения, плохо сортированные, слабо дифференцированные с беспорядочной текстурой или поточковыми типами слоистости. Среди них преобладают аллювиально-пролювиальные накопления, частично, возможно, связанные с таянием ледников (собственно тиллиты установлены Н.М. Чумаковым [48] только в Волыно-Оршанской впадине и северо-западной части Пачелмского авлакогена). По формационной принадлежности этот комплекс ближе всего к грабеновым формациям континентальных рифтов [47].

Поздний венд–эдиакарий (570–530 млн лет). Масштабные аккреционные процессы охватили восточные и южные окраины Восточно-Европейского кратона. В результате возникла покровно-складчатая область тиманид Урала.

Верхний венд, в отличие от нижнего, залегает плащеобразно, слагая основание плитного комплекса осадочного чехла. К концу вендского времени в результате морской трансгрессии происходит отложение более тонкого алевритово-глинистого материала в условиях мелкого моря,

доказательством чего служит часто хорошая сортировка терригенного материала, наличие известкового цемента, аутигенных глауконита и пирита, нередко тонкая параллельно-горизонтальная или слабо нарушенная течениями слоистость. Наиболее полные разрезы верхнего венда приурочены к северо-западной части Восточно-Европейской платформы [46]. На рассматриваемой юго-восточной части Восточно-Европейской платформы эти отложения отсутствуют.

В результате в северо-западной части континента Балтика в венде преобладали процессы растяжения (возникли Среднерусский авлакоген с выходом в Оршанскую впадину и Серноводско-Абдулинский авлакоген с асимметрией северной вергентности). Общий наклон континента был север–северо-западный, вероятно, по направлению от Оренбургского поднятия к Оршанской впадине, Вольни и Мезени. Здесь, вблизи границы с океаном Япетус, распространены наиболее мористые фации шельфа, богатые органическими остатками, а также проявился базитовый вулканизм [8, 23].

Пачелмский авлакоген

Пачелмский авлакоген (см. рис. 2), на примере которого Н.С. Шатский выделил этот тип структур, имеет разломные ограничения и сложную горст-грабеновую структуру на уровне поверхности кристаллического фундамента. Общая длина авлакогена 650–700 км, ширина 50–70 км. Пачелмский авлакоген сложен рифейскими образованиями, он прослеживается от северной границы Саратовской области до границы с Прикаспийским блоком и затем продолжается далее к центру Прикаспия [50]. Глубина залегания кристаллического фундамента в наиболее опущенных блоках достигает 4.5–5.0 км. На северо-западе авлакоген по системе разломов соединяется с Подмосковным авлакогеном. Продольными и поперечными разломами Пачелмский авлакоген разбит на отдельные сегменты. При этом возникла система отдельных грабенов с различной полнотой разреза рифейских отложений, кулисообразно причленяющихся один к другому и нередко разделенных продольными и поперечными горстами и седловинами. В основной своей части между Рязанью и Сердобском внутри авлакогена прослеживаются две линейные системы грабенов: юго-западная Рязано-Сердобская и северо-восточная Сасовско-Пензенская. Между этими системами грабенов располагается полоса осевых горстов (Широкопольское поднятие). В северо-западной части, в зоне сочленения с Подмосковным авлакогеном, Пачелмский авлакоген расширяется и внутри него начинают преобладать широкие выступы фундамента. На крайнем юго-востоке на широте г. Петровска, Пачелм-

ский авлакоген также расширяется и сочленяется с осадочным чехлом Прикаспийской впадины. Структура зоны сочленения характеризуется сложным мозаично-блоковым строением, причем его рифейская структура была существенно переработана в течение девона и карбона (см. рис. 1), так как авлакоген (в данном случае наследующий его — Рязано-Саратовский прогиб) являлся одной из главных зон сноса и транзита обломочного материала в Прикаспийскую впадину. Примером может служить сейсмический разрез (рис. 3)

В структуре геофизических полей авлакоген прослеживается в виде системы интенсивных сопряженных линейных отрицательных и положительных аномалий гравитационного и магнитного полей. Интенсивность магнитных аномалий настолько велика, что дает возможность предполагать присутствие разломов и корней структуры, уходящих на глубину более 20 км [2]. Этот факт дает возможность предполагать, что Пачелмский авлакоген наследует раннепротерозойскую зону сочленения Сарматского и Волго-Уральского континентальных блоков фундамента Восточно-Европейской платформы [52]. В гравитационном поле авлакоген четко выделяется по осевому относительному минимуму северо-западного простирания. Кроме того, под Пачелмским авлакогеном наблюдается некоторое утонение земной коры. Очень важно отметить, что современная структура авлакогена формировалась не только в течение рифея, но и в палеозое. Наиболее крупные структурообразующие процессы происходили в рифее, венде и девоне. Пачелмский авлакоген заполнен преимущественно отложениями рифея. Затем, после длительного перерыва, он вновь активизировался и продолжил свое развитие в девоне в качестве Рязано-Саратовского прогиба. При этом часть рифейских отложений, особенно в зоне перехода к Прикаспийской впадине, была размыва. Судя по данным сейсмопрофилирования, последние движения по разломам произошли уже в мезозое (см. рис. 2, см. рис. 3).

В Пачелмском авлакогене нижнерифейский комплекс выполняет преимущественно основание его западной ветви, где имеет большую мощность (более 1000 м), но почти не вскрыт бурением (см. рис. 2). Изучен состав лишь самых верхов или самых низов нижнерифейского разреза. Кроме того, из-за формационного сходства и полного отсутствия органических остатков, нижнерифейские отложения часто трудно отличить от нижнедевонских, что вызывает разногласия среди исследователей [26].

Согласно принятой стратиграфической схеме [40], к нижнему рифею отнесена каверинская серия красноцветных песчаников с прослоями конгломератов и гравелитов в нижней половине разреза. По последним данным [42], в Пачелмском

авлакогене наблюдается фациальная изменчивость нижнерифейских отложений по простиранию авлакогена. В его северо-западной части (Каверинская структурно-фациальная зона) (см. рис. 1, см. рис. 2) распространена каверинская серия, юго-восточнее (Сердобско-Пугачевская структурно-фациальная зона), нижний рифей представлен с определенной долей условности татищевской свитой. Литолого-фациальное изучение нижнерифейских отложений позволило В.И. Сухорукову с соавт. [42] выделить в них три фациальных типа терригенных отложений, сменяющих один другой с севера-запада на юго-восток. Области их распространения ограничены поперечными разломами и горстовыми выступами фундамента.

В юго-западной части Пачелмского авлакогена в стратотипе (скв. Татищевская-1) нижний рифей с размывом залегает на породах кристаллического фундамента и с размывом же перекрывается среднедевонскими образованиями (см. рис. 1, см. рис. 2, врезка). Мощность отложений составляет 410 м. Разрез представлен грубым чередованием (от 2–5 до 20–30 м) пачек красноцветных разнозернистых (до грубозернистых) кварцито-песчаников кварцевого и кварц-полевошпатового состава, содержащих прослой и линзы гравелитов, с пачками серых, розовато-серых, мелкозернистых, иногда алевритистых, тонко-горизонтально-слоистых, хорошо отсортированных кварцевых и кварцево-полевошпатовых разновидностей. В этом чередовании также участвуют пачки (2–10 м) тонко-горизонтально-слоистых песчаных зеленовато-серых и пятнисто-зелено-коричневых глинистых алевролитов и аргиллитов. В несколько более северной части Пачелмского авлакогена (скв. Косолаповская-3) татищевская свита достигает мощности 1066 м [42]. Здесь по сравнению с вышеописанным стратотипом, сокращается доля разнозернистых песчаников и гравелитов. Начинают преобладать более мелкозернистые разности.

Вероятно, красноцветные разнозернистые (до грубозернистых) плохо отсортированные песчаники с массивной текстурой и гравелиты представляют собой фацию речных русел и каналов временных потоков, основная масса которых тяготела к разломам юго-западной (Рязано-Сердобской) ветви Пачелмского авлакогена, где нижнерифейские отложения, судя по сейсмическим данным, достигают максимальной мощности и образуют глубокий врез (см. рис. 2). Видимо, здесь находилась основная зона транзита обломочного материала, поступающего из более северо-западной части кратона Балтика. Хорошо отсортированные мелкозернистые и алевритистые тонкогоризонтально-слоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты сероцветной и пятнистой окраски представляют собой фацию мелко-водно-морского бассейна шельфового типа. Ви-

димо, отложениями этой фации представлен нижнерифейский сейсмокомплекс (см. рис. 2) в юго-восточной части авлакогена в зоне сочленения с Прикаспийской впадиной. Доля этой фации в общем парагенезе, по мнению С.В. Сухорукова с соавт. [42], достигает 70%.

К среднему рифею в Пачелмском авлакогене [40] (ртищевская, соколовогорская свиты сомовской серии) среднерифейские отложения залегают несогласно на образованиях нижнего рифея, прилегают к ним или залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Судя по данным сейсмического профиля Сердобск-Верхозимская (см. рис. 2), характерной особенностью среднерифейских отложений является преимущественное их развитие в юго-западной ветви авлакогена и резкое асимметричное увеличение мощности отложений в восточной приосевой зоне грабена. Они представлены молассоподобными красноцветными континентальными терригенными отложениями, сходными по своей формационной принадлежности с грабеновыми комплексами начальной стадии растяжения континентальных рифтов. Это позволяет сопоставлять среднерифейские отложения Пачелмского авлакогена с синрифтовым комплексом. Источниками сноса служили близлежащие выходы пород фундамента. Мощность отложений изменяется от нескольких метров до 700–1000 м. О синрифтовой природе среднерифейских отложений свидетельствует и его волновая картина, наблюдаемая на сейсмическом разрезе, где определяется их клиноформное строение (см. рис. 3).

Комплекс верхнего рифея (1000–700 млн лет). Структурно-вещественный комплекс верхнего рифея отнесен нами к платформенному чехлу суперконтинента Родиния.

В Пачелмском авлакогене это терригенно-карбонатные отложения пересыпкинской и пачелмской серий. Наиболее широко отложения верхнего рифея развиты в южной части авлакогена, хотя значительная их часть была размыта в начале девона (см. рис. 3). В зоне сочленения с Прикаспийским бассейном они местами распространены и за пределами авлакогена. Наиболее представительны разрезы, вскрытые скважинами Пугачевская-10 и Коптевская-3, расположенные в Саратовском Заволжье. Из карбонатных пород этого разреза определены микрофитолиты [42]. Появление карбонатных фаций фиксирует максимум позднерифейской трансгрессии. Обилие перерывов и несогласий отражает флуктуации уровня моря в мелководном этпиконтинентальном бассейне (см. рис. 1, см. рис. 3). Вероятно, бассейн, в котором происходило формирование рассматриваемого комплекса, представлял собой часть внутреннего шельфа рифейского палеоокеана. Судя по сейсмическим данным, бас-

сейн позднерифейского времени развивался проградационно по отношению к Прикаспийской впадине (см. рис. 3). Большая часть этих отложений была размыта в начале девона. Это фиксируют вышележащие отложения среднего девона линзовидно-клиноформного строения, указывающего на субмеридиональное простираание потоков обломочного материала.

Верхний рифей—нижний венд (700–570 млн лет).

В верхнем рифее—нижнем венде (700–570 млн лет) завершилась докембрийская история развития Пачелмского авлакогена. Эта эпоха соответствует, как было показано выше, этапу интенсивного рифтогенеза, индуцированного раскрытием палеоокеана Япетус. На этом этапе происходило накопление вильчанской, волинской (древлян-ской) серий, а также верхней красноцветной толщи верхов рифея и плетневской (сотинской) свиты венда. Мощность комплекса изменяется от 100 до более 700 м. Его кровля была размыта во время структурной перестройки платформы на рубеже раннего и позднего венда, во время тиманской орогении и начале девона. Интересно отметить, что позднерифейский осадочный чехол палеоконтинента Родиния при процессах ранне-вендского рифтогенеза, сопровождавшихся общим поднятием территории, был частично размыт, частично оказался погребенным в грабенах под синрифтовым комплексом. В современной структуре его дорифтовая природа может быть реконструирована только благодаря формационному анализу и данным сейсмопрофилирования.

В Пачелмском авлакогене этот комплекс сохранился лишь на самом северо-западе [13], где залегает с разрывом и несогласием на всех более древних образованиях и представлен весьма типичной для этого времени ассоциацией пород, включающей тиллитоподобные конгломераты. В ее составе преобладают пестроцветные терригенные отложения, плохо сортированные, слабо дифференцированные с беспорядочной текстурой или потоковыми типами слоистости. Среди них преобладают аллювиально-пролювиальные накопления, частично, возможно, связанные с таянием ледников [48]. Их фациальные особенности свидетельствуют о контрастном рельефе области осадконакопления. По формационной принадлежности они близки к модассам и грабеновым формациям континентальных рифтов.

Камско-Бельский авлакоген

Эта структура приурочена к восточной окраине Восточно-Европейской платформы и примыкает к аллохтону Башкирского антиклинория. В отличие от Пачелмского, Камско-Бельский авлакоген представляет собой односторонний грабен и отличается асимметричным строением, а также изменением состава, полноты разреза и

мощности отложений как с запада на восток, так и с севера на юг по направлению к Восточно-Оренбургскому поднятию (рис. 4, рис. 5, см. рис. 1). Его основание, как и в Пачелмском авлакогене, осложнено системой горстов и грабенов. Однако южный склон относительно пологий и рифейские отложения здесь плавно переходят в чехол платформы.

Нижнерифейские отложения. Они представлены минаевской свитой, распространенной только на западном борту в зоне перехода к Серноводско-Абдулинскому авлакогену и востоке Татарского свода, где залегает резко несогласно на кристаллическом фундаменте и имеет небольшую мощность [16] (см. рис. 1, см. рис. 4, см. рис. 5). Минаевская свита представлена маломощными мелководно-морскими и прибрежно-морскими отложениями. В стратотипическом разрезе (скв. 7000 Арланская) — пестроцветными полевошпат-кварцевыми алевролитами с подчиненными прослоями полевошпат-кварцевых песчаников и доломитов. В 40 км юго-западнее на восточном склоне Татарского свода (скв. Мензелино-Актанышская-203) в составе свиты увеличивается содержание аркозового материала, появляются отдельные прослои гравелитов и конгломератов (см. рис. 1). В доломитах и доломитовых мергелях здесь обнаружены микрофитоциты I (нижнерифейского) комплекса. Мощность свиты 160–280 м.

Более полно отложения нижнего рифея представлены в восточной части Камско-Бельского авлакогена, где они выполняют основание грабена. Литотипом являются мелководно-морские карбонатно-терригенные отложения шельфового типа (кыргинская серия). Кыргинская серия вскрыта скважинами и подразделена на ряд свит и подсвит. Однако их корреляция до сих пор далеко не однозначна. Кыргинский разрез (см. рис. 4) вскрывает калтасинскую (R_1kl) и кабаковскую (R_1kb) свиты. Калтасинская сложена доломитами и в меньшей степени известняками, включающими прослои и пачки аргиллитов и иногда (в средней части разреза) полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников. В карбонатных породах свиты определены строматолиты и микрофитоциты I (нижнерифейского) комплекса, а в аргиллитах — микрофоссилии нижнего рифея [16]. Имеющиеся в калтасинской свите комплексы микрофоссилий, строматолитов и микрофитоцитов аналогичны таковым из саткинской и кабаковской свит бурзянской серии стратотипических разрезов рифея Башкирского антиклинория Южного Урала [40].

Кабаковская свита (RF_1kb) вскрыта скважинами Кабаковская-62, Кыргинская-1 и Восточно-Аскинская-1. В скважинах Кабаковская-62 и Кыргинская-1, из-за последующего размыва, развита лишь часть разреза кабаковской свиты,

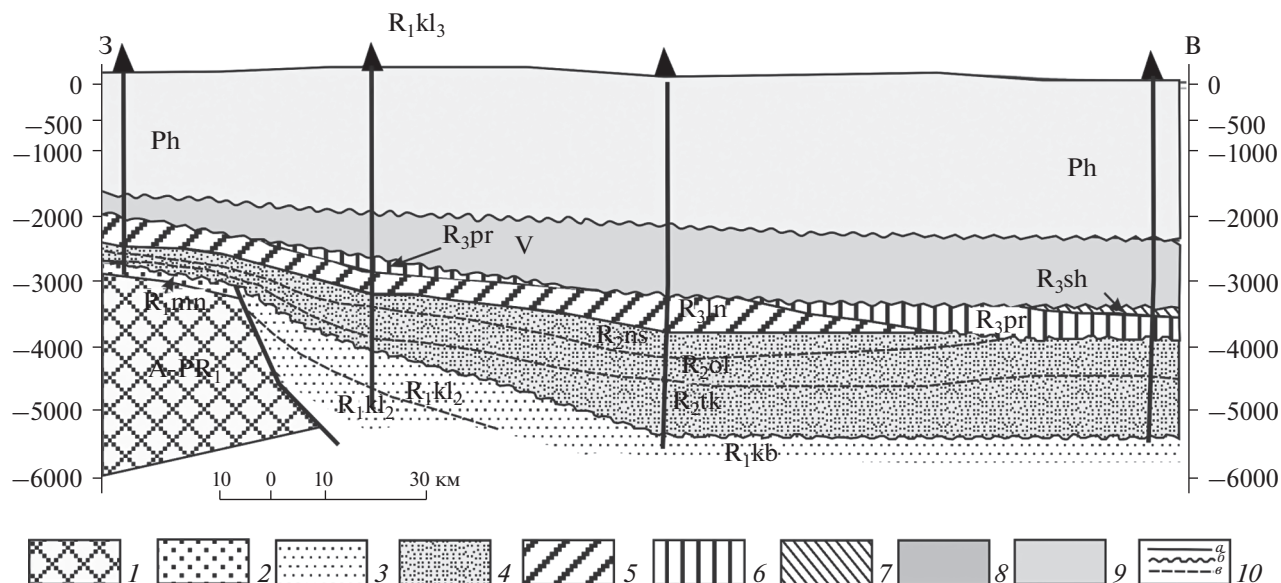


Рис. 4. Сейсмогеологический Кипчакский разрез через Камско-Бельский авлакоген (составлен с использованием данных [30]).

Обозначены (индексы) сеймостратиграфические комплексы: Ph – палеозой, V – венд, R_{3sh} – шиханская, R_{3pr} – приютовская, R_{3ln} – леонидовская, R_{2us} – усинская, R_{2ol} – ольховская, R_{2tk} – тукаевская, Камтасинская свита (подсвиты): R_{1kb} – кабаковская, R_{1kl3} – ашитская, R_{1kl2} – арланская, R_{1mn} – минаевская.

1 – архейско-раннепротерозойский фундамент; 2–8 – доплитные комплексы осадочного чехла: 2 – нижнерифейский предрифтовый сеймостратиграфический комплекс протоосадочного чехла Татарского свода (минаевская свита (R_{1mn})), 3 – нижнерифейский предрифтовый сеймостратиграфический комплекс Камско-Бельского авлакогена (R_{1kl}, R_{1kb} свиты), 4 – среднерифейский синрифтовый сеймостратиграфический комплекс Камско-Бельского авлакогена (усинская (R_{2us}), ольховская (R_{2ol}), тукаевская (R_{2tk}) свиты), 5–7 – верхнерифейские пострифтовые комплексы осадочного чехла Камско-Бельского авлакогена (осадочный чехол пассивной континентальной окраины суперконтинента Родиния проградационного строения): 5 – леонидовская (R_{3ln}) свита, 6 – приютовская (R_{3pr}) свита, 7 – шиханская (R_{3sh}) свита, 8 – вендский орогенный сеймостратиграфический комплекс комплекс тиманид; 9 – палеозойский плитный комплекс осадочного чехла; 10 – геологические границы: a – согласные, b – несогласные, в – границы сейсмических комплексов

представленная темно-серыми и черными аргиллитами слабо углеродистыми алевролитами, содержащими тонкие (от 1–2 до 5–6 мм) слойки кварцевых и полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников. Вскрытая мощность свиты здесь составляет 52–90 м. В скважине Восточно-Аскинская-1 вскрыт более полный разрез с неравномерным чередованием аргиллитов, песчаников и алевролитов полевошпат-кварцевых, аркозовых и кварцевых, доломитовых мергелей и доломитов. В основании отмечаются песчаники кварц-доломитового состава. Общая мощность свиты 1100 м. Возраст кабаковской свиты обоснован присутствием нижнерифейских микрофосилий, K–Ar датировками (1520 и 1358 млн лет) аутигенного глауконита.

Среднерифейские отложения. К среднему рифею в Камско-Бельском авлакогене отнесены отложения серафимовской серии [40]. На подстилающих нижнерифейских и архей-нижепротерозойских образованиях отложения серафимовской серии залегают с разрывом. Характерно увеличение мощности всех стратиграфических подразделений с запада на восток, по направлению к краю

континента. Это говорит о возникновении бортового уступа и формировании в среднем рифее континентального склона пассивной окраины на стадии растяжения. Комплекс представлен разномасштабными песчаниками и алевролитами, кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, в меньшей степени субаркозовыми и аркозовыми. В средней части содержатся прослои и пачки доломитов, аргиллитов и доломитовых мергелей. Отмечаются редкие и маломощные потоки эффузивов основного состава. Мощность серии достигает 1880 м.

Верхнерифейские отложения. Верхний рифей в Камско-Бельском авлакогене имеет наибольшее распространение и представлен абдулинской серией [16, 40]. В основании серии распространены пестроцветные карбонатно-терригенные отложения леонидовской свиты. Для нее характерны песчаники кварцевые, часто кварцитовидные, обогащенные акцессорным цирконом, разномасштабные, содержащие резко подчиненные маломощные прослои алевролитов того же состава и аргиллитов. Песчаники содержат мучнисто-белые включения каолинита размером от 0.5–1 до 5–7 мм, беспорядочно и крайне неравномерно

распределенные в породе. Яркие литологические особенности леонидовской свиты позволяют использовать ее в качестве хорошего маркирующего горизонта для корреляции допалеозойских осадочных комплексов всей Волго-Уральской области. Мощность свиты 110–600 м.

Вышележащая часть абдулинской серии отличается фациальной изменчивостью. Преобладают преимущественно сероцветные терригенные породы, содержащие карбонатные и глинистые прослои и пачки. Преобладают песчаники и алевролиты, меньше распространены аргиллиты. В подчиненном количестве присутствуют доломиты, известняки и мергели.

Верхняя часть рассматриваемого комплекса сложена пестроцветными известняками (шиханская свита, мощность 170–370 м) и серыми и темно-серыми доломитами (леузинская свита, мощность 235 м). Мощность верхнего рифея в различных районах Камско-Бельского авлакогена колеблется от 800–1000 до 2000–2600 м. Описанные отложения верхнего рифея сопоставляются только с низами каратавия (кипчакский и тангаурский горизонты), остальная часть разреза стратона верхнего рифея Камско-Бельского авлакогена размыта.

Вендские отложения. Венд на территории Камско-Бельского авлакогена (Верхнекамская и Шкапово-Шиханская впадины) залегает со структурным несогласием на подстилающих рифейских отложениях и представлен лишь верхним отделом. Верхневендские отложения прослеживаются широкой полосой вдоль края тиманид. По данным [29], их накопление происходило во время тиманского орогенеза и формационно они близки молассам. Источником обломочного материала являлся растущий тиманский ороген. Полнота вендских разрезов и их мощность определяется величиной предпалеозойского размыва (см. рис. 5) Наблюдается следующая последовательность отложений (снизу вверх) [29, 40]:

- Байкибашевская свита (от 8–25 до 85–190 м) сложена разноразмерными песчаниками полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми, содержащими примесь гравийно-галечного материала.

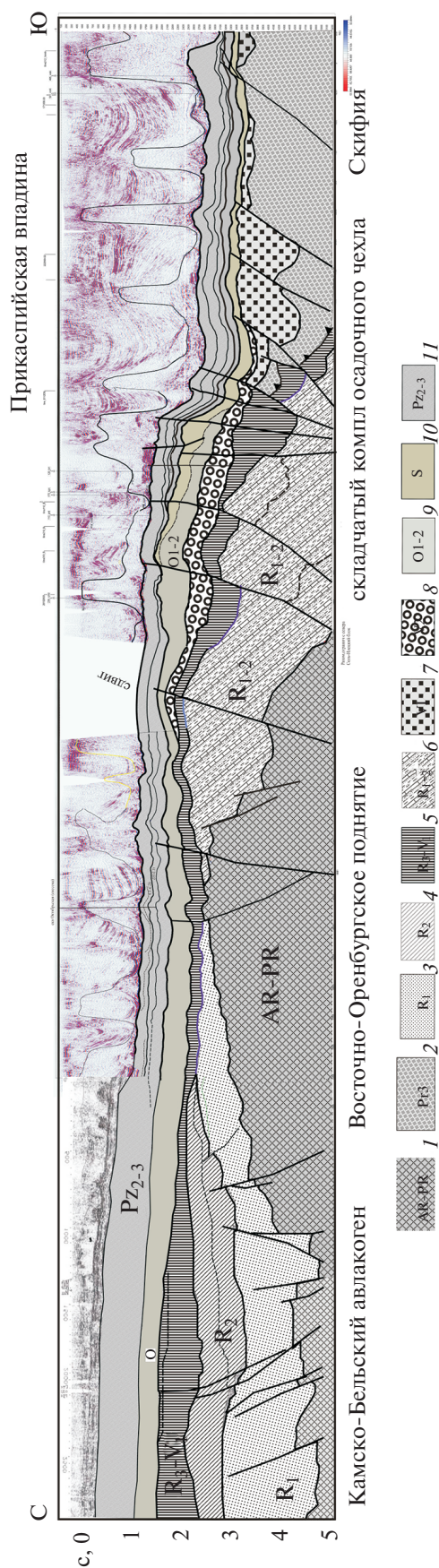


Рис. 5. Временной сейсмический разрез – профили № 7, № 40 через Камско-Бельский авлакоген, Восточно-Оренбургское поднятие, Прикаспийскую впадину и Скифскую плиту.

1–2 – консолидированная кора (фундамент): 1 – Восточно-Европейской платформы (AR–PR₁), 2 – Скифской плиты (R_{1–3}); 3–4 – рифей: 3 – нижний, 4 – средний; 5 – верхи верхнего рифея–нижний венд; 6 – складчатый комплекс осадочного чехла (R_{1–3}); 7–8 – венд: 7 – нижний, 8 – верхний; 9 – нижний-средний ордовик; 10 – силур; 11 – средний палеозой

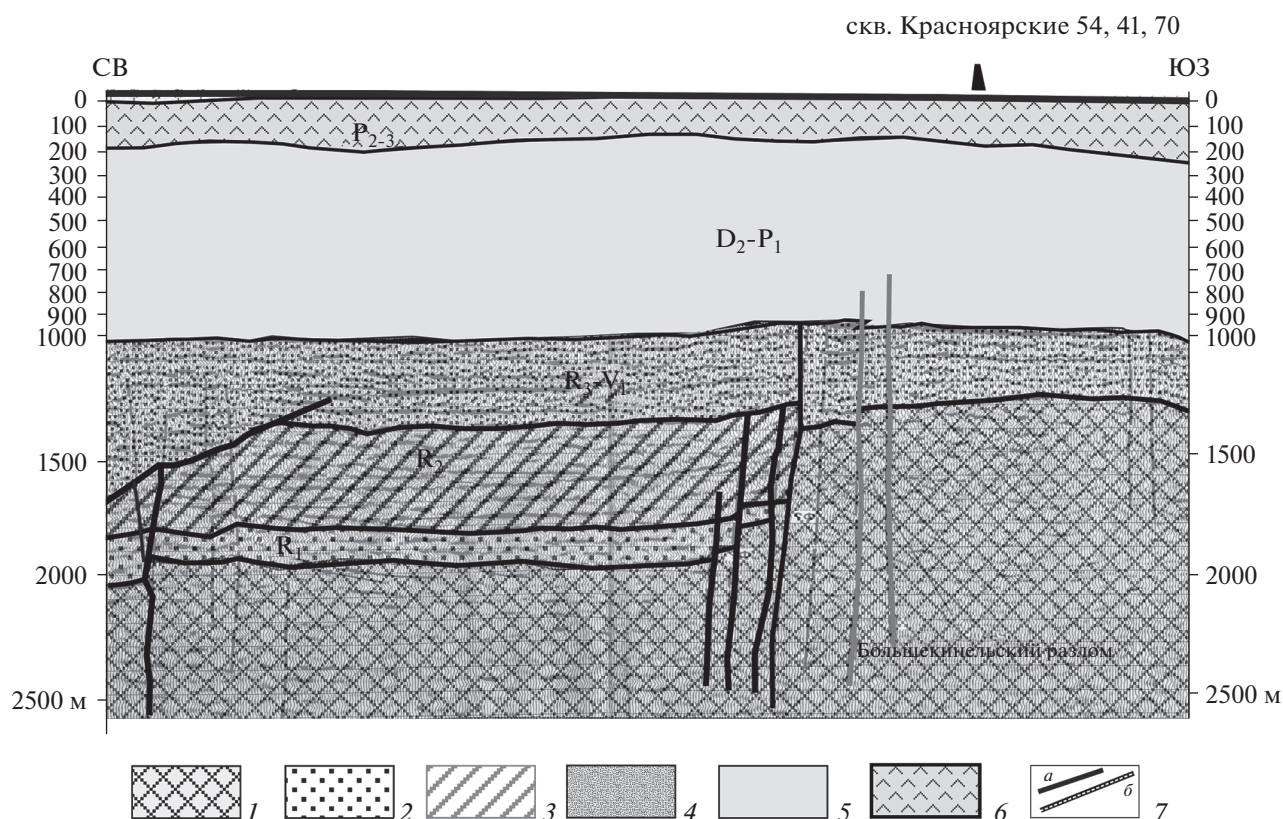


Рис. 7. Глубинный сейсмический разрез через Серноводско-Абдулинский авлакоген (интерпретирован с использованием данных [25]).

1 – архей-раннепротерозойский фундамент; 2–3 – рифей: 2 – нижний, 3 – средний; 4 – верхи верхнего рифея–нижний венд; 5 – средний палеозой; 6 – пермь; 7 – разломы: а – рифейские, б – палеозойские

Серноводско-Абдулинский авлакоген

Серноводско-Абдулинский авлакоген представляет собой грабен, отходящий в виде аппендикса на запад от Камско-Бельского авлакогена между Татарским и Жигулевско-Оренбургским сводами. Эта структура протягивается в широтном направлении на расстояние 325–330 км (см. рис. 1). В западной части он резко сужен до 15–20 км. Восточнее его поперечник увеличивается до 45–50 км, а в зоне сочленения с Камско-Бельским авлакогеном достигает 145–150 км. Поверхность фундамента погружается вдоль оси прогиба с запада на восток от 3 до 7–8 км. В поперечном сечении структура имеет асимметричное строение с пологим северным бортом и крутым обрывистым южным. Однако современное южное ограничение авлакогена по зоне Большекинского разлома имеет рифейско-палеозойский возраст (рис. 7). Корни Большекинского разлома лежат в основе формирования южного борта Серноводско-Абдулинского авлакогена. В допалеозойской истории наиболее погружающимся блоком был северный, но в фанерозое движения по нему сменились на проти-

воположные. В результате часть рифейских отложений северного борта авлакогена была размыва.

По данным о строении кровли дорифейского фундамента, основанным на материалах сейморазведки МОГТ, в основании Серноводско-Абдулинского авлакогена имеется четыре мульды, разделенные выступами фундамента с запада на восток: Спасская, Камышлынская, Абдулинская и Шкаповско-Шиханская. В мульдах мощность рифея имеет максимальные значения, а на разделяющих их выступах значения минимальные. С запада на восток по простирацию происходит увеличение мощности рифея. Так, в крайне западной Спасской мульде мощность рифейских отложений составляет 4000 м, а в крайне восточной, Шкаповско-Шиханской, достигает 8000 м. Такие соотношения наблюдаются и в пределах разделяющих их выступов [25]. Зону перехода от поднятия фундамента к Шкаповско-Шиханской впадине, располагающейся как в устье Серноводско-Абдулинского авлакогена, так и в западной части Камско-Бельского, хорошо иллюстрирует сейсмогеологический разрез (см. рис. 4).

По современным представлениям [16, 36, 40], основанным на корреляции с разрезом Камско-

Бельского авлакогена, разрез рифея Серноводско-Абдулинского авлакогена отличается различной полнотой в отдельных своих частях, обилием перерывов и несогласий, однако включает образования нижнего, среднего, верхнего рифея и раннего венда. Образования нижнего и среднего рифея прорваны многочисленными силами и дайками габбро-диабазов. Корреляции основаны, преимущественно, на сопоставлении разрезов Камско-Бельского авлакогена и восточной части Серноводско-Абдулинского авлакогена (скважины Аслыкульская, Шкаповская). В более западной части авлакогена рифейские отложения менее изучены и вскрыты бурением только в приобортовых зонах (см. рис. 7). По данным [25], они представлены красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками. Отложения отличаются непостоянством литологического состава, фациальной изменчивостью и слабой сортировкой обломочного материала по величине и степени окатанности. Обычно они слабо сцементированы каолинитом и гидрослюдистой глиной, часто пропитанной гидроокислами железа. Тонкообломочные разности в виде тонких линзовидных прослоев тяготеют к центральным частям авлакогена. Слоистость пород нечеткая и разнообразная: параллельная, неправильная и косая. Состав зернистых пород микроклин-кварцевый, кварцевый или аркозовый (калиевые полевые шпаты составляют 40–50%). Породы обогащены слюдыстыми минералами. В отдельных прослоях содержание слюды достигает 70%. Мономинеральные кварцевые песчаники пачками от 10 до 380 м встречаются в различной части разрезов или слагают целиком разрез преимущественно в приобортовых участках. Палеонтологические остатки в терригенных додевонских породах пока не обнаружены, поэтому сопоставления их с разрезом Камско-Бельского авлакогена довольно условны. При интерпретации сейсмического разреза (см. рис. 7) нами учитывались особенности волновой картины разреза. Здесь в допалеозойском разрезе четко обособлены два структурных этажа, разделенных структурным несогласием. Нижний этаж выполняет грабен, четко ограниченный с юга системой Большекинельских разломов. Часть их имеет более молодой палеопалеозойский возраст. В составе нижнего этажа четко обособлено два сейсмокомплекса. По аналогии с Камско-Бельским авлакогеном, мы полагаем, что нижний комплекс отвечает нижнему рифею, а верхний соответствует синрифтовому среднерифейскому комплексу. Верхний структурный этаж перекрывает грабен и развит на всей территории разреза. На севере разлом южной вергентности частично срезает нижний структурный этаж. Учитывая субширотное простирание Серноводско-Абдулинского авлакогена, мы полагаем, что верхний структурный этаж сформирован в результате новой фа-

зы рифтогенеза в конце рифея—раннем венде, синхронно с раскрытием палеоокеана Япетус [46].

Складчатый комплекс осадочного чехла

Складчатый комплекс осадочного чехла развит на территории Соль-Илецкого поднятия и его склонах, на южном склоне Воронежской антеклизы, Ростовском выступе — повсюду в зоне перехода к Прикаспийской впадине и зоне сочленения с кадомидами и тиманидами (см. рис. 1, см. рис. 5, рис. 8). Этот комплекс почти не вскрыт бурением из-за большой глубины залегания.

На Соль-Илецком поднятии (см. рис. 8) о его строении и мощности можно судить лишь по сейсмическим данным. На временном сейсмическом профиле (см. рис. 8), пройденном через зону сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, складчатый комплекс осадочного чехла ограничен разломами и имеет общую антиклинальную структуру, также осложненную разломами. Отчетливо видно, что эта зона деформаций и сжатия возникла в конце рифея—раннем венде в период коллизии пассивной окраины Балтики с микроконтинентом Скифия. Северное ограничение комплекса осложнено разломами северной вергентности и представляет собой тектонический уступ. Сам комплекс разбит системой разломов и деформирован. Предполагается, что эти разломы первоначально имели листрическую природу и изменили свою вергентность позднее, в результате активизации при процессах сжатия в периоды кадомского, тиманского и затем варисийского орогенеза. Мощность комплекса возрастает к югу по направлению к Прикаспийской впадине и достигает 2000–4000 м. Совокупность этих особенностей позволяет полагать, что эти отложения принадлежат ранне-среднерифейской пассивной окраине континента Балтика, а в позднем рифее принадлежали суперконтиненту Родиния [46].

Толщи подобного складчатого строения развиты на южном склоне Воронежской антеклизы и на Азовском блоке (Ростовском выступе), где кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы полого-ступенчато погружается в сторону Донбасса до глубины 7–8 км. Характерно субширотное простирание рифейских толщ с углами падения 15° – 30° . Они по скважинам прослежены вплоть до г. Сальск. Породы комплекса изменены до стадии катагенеза или низкотемпературной зоны фации зеленых сланцев. В основании Днепровско-Донецкого авлакогена они также имеют субширотное простирание. На этих территориях установлен рифейский этап активизации фундамента в виде трещинных интрузий порфировидных гранитоидов поздне-рифейско-вендского возраста [6, 7, 20].

Пачки (3) и (4) своим несогласным налеганием фиксируют этап структурной перестройки и резкое изменение геодинамической обстановки. Появление аллохтонного полимиктового обломочного материала с участием псефитовых фаций и увеличением их доли снизу вверх по разрезу свидетельствуют о росте поднятий и постепенном

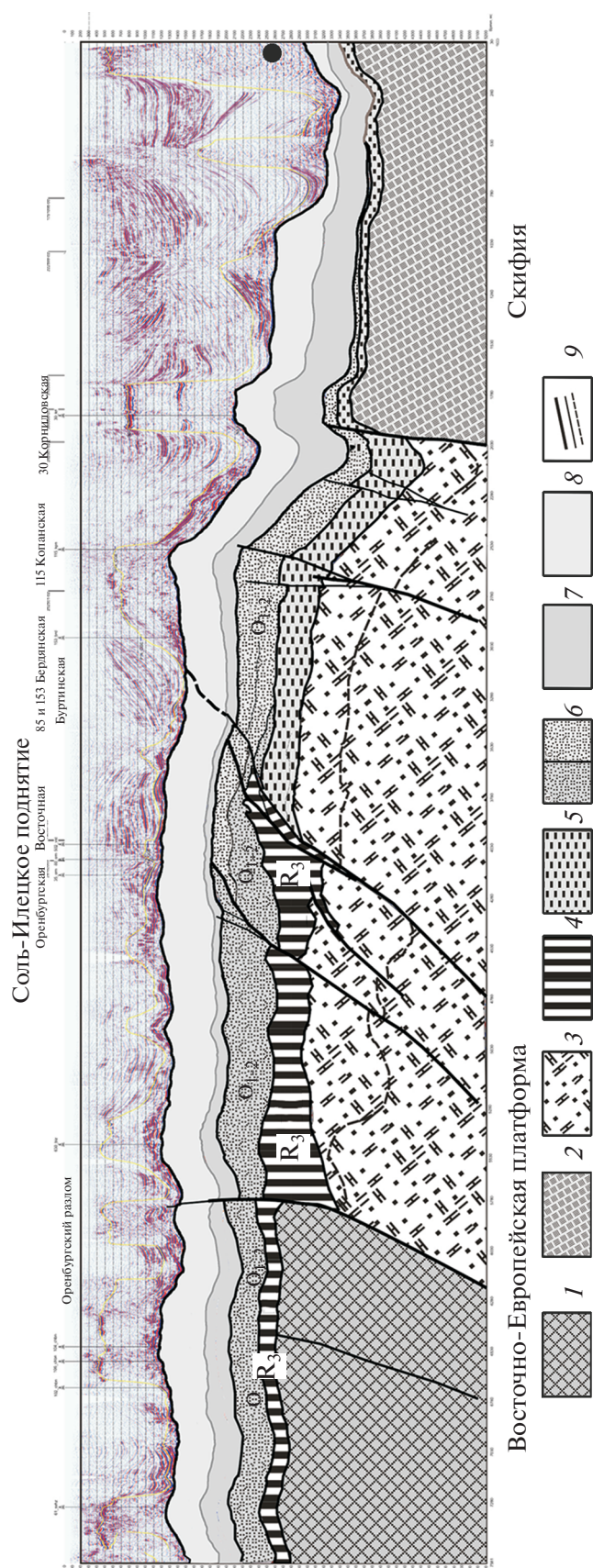


Рис. 8. Временной сейсмический разрез – Профиль № 9 (скважины Копанская, Бердянская) через зону сочленения Восточно-Европейской платформы с кадомидами Скифско-Туранской плиты.

1–2 – консолидированная кора (фундамент): 1 – Восточно-Европейской платформы (AR–PR₁), 2 – Скифского террейна (R_{1–3}); 3 – складчатый комплекс осадочного чехла ((R_{1–2}), 4 – верхний рифей, 5 – нижний венд, 6 – нижний-средний ордовик: а – нижняя часть, б – верхняя часть; 7–8 – палеозой: 7 – средний (D_{1–D₃f}), 8 – верхний (D₃f_п–P₁); 9 – разломы (крупные, второстепенные и активизированные в более позднее время)

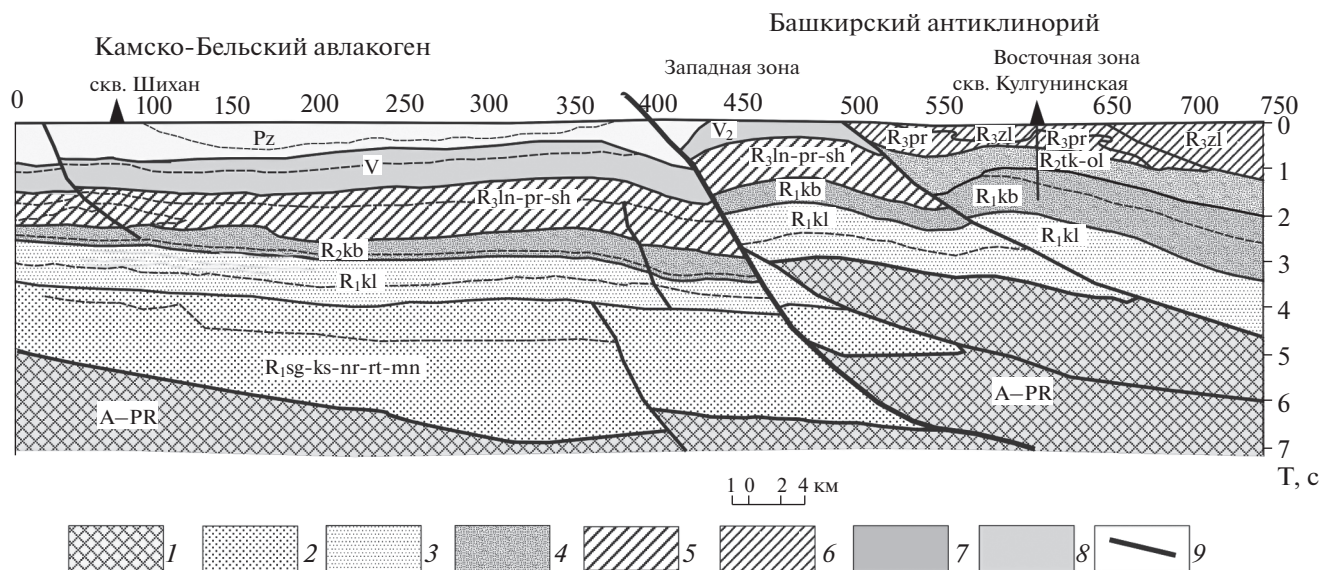


Рис. 9. Временной сейсмический разрез через зону сочленения Камско-Бельского авлакогена и Башкирского антиклинория — Профиль Шихан-Кулгунинская (интерпретирован с использованием материалов [36]).

1 — фундамент (архей—протерозой); 2–3 — нижний рифей: 2 — сигаевская (sg), костинская (ks), норкинская (nr), ротковская (rt), минаевская (mn) свиты нерасчлененные, 3 — калтасинская свита (kl); 4 — средний рифей, кабаковская свита (kb); 5–6 верхний рифей: 5 — леонидовская (ln), приютовская (pr), шиханская (sh) свиты нерасчлененные, 6 — салиховская свита (sl); 7 — верхний венд; 8 — палеозой; 9 — разломы

обмелении бассейна осадконакопления. Формационно отложения этой части разреза близки молассам нижнего венда. Разрез отражает процесс кадомской коллизии Скифского террейна с континентом Балтика в конце рифея—начале венда, подобно тому, как это происходило в районе Оренбургского поднятия (см. рис. 6, рис. 9).

Тиманиды Уральской складчатой области

На рассматриваемой территории рифейско-вендские отложения развиты в Башкирском антиклинории (см. рис. 1). Строение и состав позднегокембрийских отложений Башкирского антиклинория детально изучены и подробно описано в геологической литературе [12, 16, 29, 41, 42, 55]. Здесь впервые выделен рифей и здесь находятся стратотипические разрезы рифея, которые не нуждаются в подробном описании. Рассмотрим лишь структурную позицию этих образований и их формационные особенности в сравнении с разновозрастными отложениями восточной окраины Восточно-Европейской платформы на примере сейсмического разреза, пересекающего зону сочленения Камско-Бельского авлакогена и Башкирского антиклинория (см. рис. 8). В рифее здесь формировались осадочные бассейны Тимано-Прикаспийской пассивной континентальной окраины Родинии [26, 28, 29].

Рифей Башкирского антиклинория. Рифей Башкирского антиклинория в современной структуре находится в аллохтонном залегании и был

надвинут на образования рифея Камско-Бельского авлакогена в эпоху завершающей варисийской складчатости Урала (см. рис. 9). При этом, наиболее полные разрезы аллохтона коррелируются с разрезами автохтона [36], хотя отличаются большей полнотой и представлены более дистальными и мористыми фациями с большим участием вулканитов, сокращением доли терригенных пород за счет увеличения карбонатной составляющей. На основании этих сопоставлений мы полагаем, что рифейские отложения тиманид Башкирского антиклинория характеризуют внешний шельф и континентальный склон пассивной окраины Родинии.

Венд Башкирского антиклинория. Венд Башкирского антиклинория представлен молассами ашинской серии, имеющей, по последним данным, поздневендский возраст [9, 29]. Ашинская серия представляет собой орогенный комплекс тиманид. Она залегает на подстилающих отложениях рифея с разрывом и резким структурным несогласием. По данным А.В. Маслова [22], В.М. Горожанина [5], крупные врезанные долины и эрозионные впадины в отложениях рифея, заполненные отложениями вендского возраста, как на западном, так и на восточном крыльях мегаантиклинория, свидетельствуют о значительном предвендском перерыве, росте поднятий и формировании расчлененного рельефа тиманид.

Разрез Ашинской серии в западной зоне Башкирского антиклинория представлен следующей последовательностью пород (снизу-вверх):

- Бакеевская свита выполняет эрозионную впадину в отложениях верхнего рифея [5, 30]. Она представлена зеленовато-серыми полевошпатовыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов, в том числе тилитоподобных микститов, гравелитов и гематитовых руд. М. 140–650 м.

- Урюкская свита представлена аркозовыми, полевошпато-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов и алевролитов. Последние характерны в основном для верхней части свиты. М. 250–350 м.

- Басинская свита сложена переслаиванием пакетов и пачек серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. М. 700–900 м.

- Куккараукская свита образована песчаниками, а также среднегалечными и валунно-галечными конгломератами. М. 50–350 м.

- Зиганская свита объединяет зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты, включающие в резко подчиненном количестве прослои конгломератов и известняков. М. 350–450 м.

В конце раннего венда проявились орогенетические процессы в Тиманидах Урала, приведшие к коллизии Тиманид с восточной окраиной континента Балтика и с кадомской Скифией (см. рис. 5, см. рис. 6). Коллизия, вероятно, была косой, поэтому коллизионные процессы на юге продолжались до конца венда, а севернее широты 54° (современные координаты), вероятно, и в кембрии [32].

Кадомиды Скифской плиты

Скифия (Скифский террейн) расположен между северным склоном Большого Кавказа и кряжем Карпинского [45]. Он представляет собой эпигренвильский метаморфический фундамент эпигерцинской Скифской плиты (см. рис. 1, см. рис. 6). Зона сочленения эпигренвильского фундамента Скифии и варисцид Кавказа Скифской плиты носит шарьяжно-надвиговый характер с изменением направлений плоскостей смещения [2].

В исследуемом регионе складчатые образования рифея Скифской плиты не вскрыты бурением, так как погребены под мощным слоем более молодых осадков. Отдельные выходы этих образований известны в Бечасынской зоне Предкавказья и Устюрте. В пределах этой территории в отдельных выступах распространены метаморфические гнейсово-сланцевые толщи рифея, первично терригенные и вулканогенные, перекрытые платформенными чехлами раннепалеозойского (среднекембрийско-силурийского) возраста [2, 3, 38, 39]. Там порфиробластовые альбит-мусковит-хлоритовые сланцы и эпидот-

альбит-хлоритовые гнейсы и сланцы кесантинского вулканогенно-терригенного комплекса имеют возраст 865 млн лет (Rb–Sr); в другом месте серицит-хлорит-альбитовые сланцы по туфам содержат обломочные цирконы с Sm–Nd возрастом 831 и 787 млн лет, а порфиритоиды датированы по цирконам 772.4 и 859.9 млн лет (U–Pb) [2, 20, 35, 38]. В Бечасынской зоне известен также изолированный выход гранита вендского возраста (в обоих случаях определения даны по цирконам [11]). Породы фундамента смяты в крупные асимметричные складки с северной вергентностью.

Эпигренвильский фундамент Скифии перекрыт маломощным осадочным чехлом верхов рифея(?)–раннего венда (см. рис. 5, см. рис. 7). При этом на приведенных разрезах видно, что сейсмокомплекс раннего венда Скифии на юге частично перекрывает складчатый комплекс рифея Восточно-Европейской платформы (Балтики), при этом значительно увеличиваясь в мощности. Это свидетельствует о том, что коллизия Балтики и Скифии произошла на рубеже позднего рифея и венда. В раннем венде Скифия уже являлась областью размыва и сноса обломочного материала. Сейсмокомплекс нижнего венда Скифии перекрывается образованиями верхов нижнего-верхнего венда тиманид Урала.

Завершается процесс кадомско-тиманской коллизии внедрением гранитов вендского возраста [11] в кадомидах Скифии, а в зоне коллизии Сарпинского блока Скифии и Восточно-Европейской платформы данный процесс завершился в раннем кембрии [24].

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОРДОВИКСКОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ

В конце кембрия–раннем ордовике орогенные тимано-кадомские сооружения подверглись интенсивной деструкции под влиянием процесса раскрытия Уральского Палеоокеана [31] и возникновения Тугаракчанского рифа [34].

Наибольшую деструкцию снова испытал уральский край Восточно-Европейской платформы [27, 31]. Территория Прикаспийского региона в течение ордовика–силура входила в состав обширного шельфового бассейна, располагавшегося в центре и вдоль юго-восточной пассивной окраины Восточно-Европейского континента и в Прикаспийской впадине. Наступление моря осуществлялось со стороны Уральского палеоокеана. Восточное направление имел и общий наклон бассейна. С течением времени бассейн расширялся и проградировал в сторону Прикаспийской впадины (см. рис. 8), а на востоке, вблизи уральской континентальной окраины распространялся на территорию Скифии (см. рис. 5).

ло Тугаракчанское поднятие, отделенное от платформы узким прогибом. Далее, в позднем девоне, карбоне и ранней перми на нем сформировался рифовый массив, к которому приурочен крупнейший нефтегазовый резервуар (месторождение Карачиганак).

СТРОЕНИЕ ПРИКАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА – ОТРАЖЕНИЕ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ–ОРДОВИКЕ

Фундамент Прикаспийского осадочного бассейна

Фундамент Прикаспийского осадочного бассейна составляет Центрально-Прикаспийский блок, который занимает осевую часть Прикаспийской впадины с глубинами залегания сейсмического и магнитоактивного фундамента свыше 18–20 км (рис. 11, рис. 12). Сведения о петрофизических параметрах пород фундамента в Центрально-Прикаспийской зоне отсутствуют, поэтому не выработана единая точка зрения о природе ее фундамента. Ряд исследователей предполагает распространение коры океанического типа или существование линзы, близкой по физическим свойствам к эклогитам [3, 17, 21]. По мнению В.А. Буша и В.Г. Казьмина [2], основанному на результатах глубинных сейсмических зондирования методами ГСЗ и КМПВ, по профилю Пугачев–Бейнеу, пересекающему Прибортовую зону континента Балтика в северо-западном направлении, можно говорить об утонении гранитно-метаморфического слоя земной коры непосредственно к юго-востоку от бортового уступа в 1.7–2.3 раза в полосе шириной 90–100 км. При этом скорости продольных волн (V_p) в верхней части коры составляют 6.4–6.5 км/с, что характерно для пород гранитно-гранодиоритового состава, но вполне допустимо и для базитовых вулканических комплексов. Только на участке шириной 30 км у подножия Скифского террейна отмечаются скорости, близкие к скоростям в океанической коре ($V_p = 6.7$ км/с). На профиле Маныч–Карачаганак [1, 17], пересекающем запад-

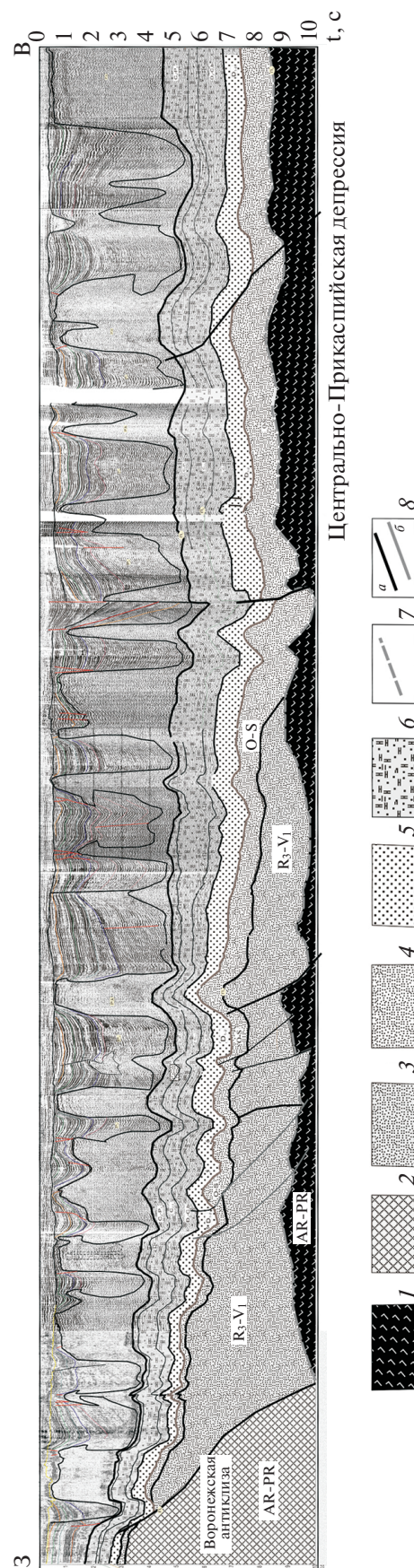


Рис. 11. Сейсмогеологический разрез Волгоград–Челкар (западная часть) через западную часть Центрально-Прикаспийской депрессии.

1–2 – фундамент (консолидированная кора): 1 – Центрально-Прикаспийского блока, 2 – Восточно-Европейской платформы; 3–6 – комплексы: 3 – верхнерифейско-раннедевонский сеймостратиграфический, 4 – ордовикско-силурийский сеймостратиграфический, 5 – нижне-среднедевонский сеймостратиграфический, 6 – верхнедевонско-пермский сеймостратиграфический комплекс; 7 – поверхность консолидированной коры Центрально-Прикаспийского блока; 8 – разломы: а – докембрийские, б – палеозойские

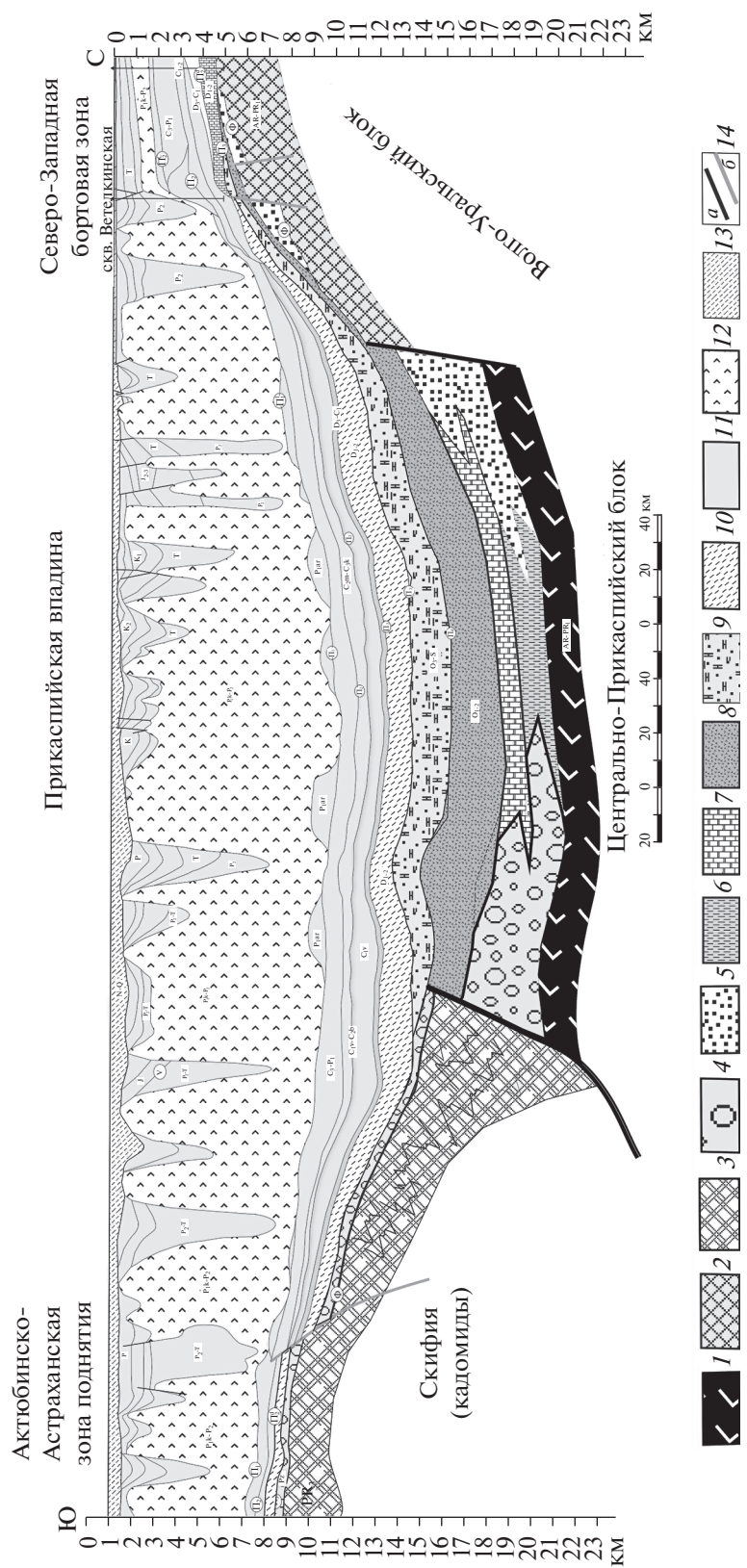


Рис. 12. Сейсмогеологический разрез Прикаспийской впадины (Центрально-Прикаспийская депрессия). 1–3 – фундамент (консолидированная кора); 1 – Центрально-Прикаспийского блока, 2 – Восточно-Европейской платформы (AR–PR), 3 – Скифии (Скифский террейн) (PR_{2–3}); 4–7 – верхнерифейско–ранненевельский сеймостратиграфический комплекс: 4 – молассы каломид, 5 – терригенные породы склона и подножья Восточно-Европейской платформы, 6 – углеродисто–глинистые отложения Центрально-Прикаспийской депрессии, 7 – доломиты Центрально-Прикаспийской депрессии; 8–10 – сеймостратиграфические комплексы: 8 – ранне-среднеордовикский, 9 – ордовикско–силурийский, 10 – нижне-среднедевонский; 11 – верхнедевонско–мезозойский комплекс отложений нерасчлененный; 12 – соли; 13 – кайнозойские отложения; 14 – разломы; а – докембрийские, б – палеозойские

ную часть Центрально-Прикаспийской депрессии в северо-восточном направлении, выделяется зона шириной:

80 км с $V_p = 6.8$ км/с (в верхнем слое коры);

6.92 км/с (в нижнем слое коры).

Эту зону можно рассматривать в качестве подножия континентальной склона с утоненной континентальной корой, граничащей на юге с узкой зоной коры океанического типа. Существование фрагмента океанической коры на границе со Скифским террейном объясняется тем, что во время формирования суперконтинента Родиния около 1 млрд лет назад, одновременно с гренвилльской коллизией произошло локальное наращивание континентальной коры в результате аккреционных процессов над зонами субдукции. Вероятно, что в южной части Родинии [53] к североафриканскому Нильскому орогену примыкал близкий ему по возрасту орогенический надсубдукционный пояс Скифия [45]. Позднее, около 750–700 млн лет назад, благодаря субдукционным процессам, усилившимся при распаде Родинии, произошло сближение Скифии с континентом Балтика. Если это так, то разлом северной вергентности, ограничивающий северный край Скифского террейна (см. рис. 6, см. рис. 12), можно рассматривать в качестве реликта зоны субдукции, во фронтальной части которой сохранились фрагменты океанической коры, некогда разделявшей Скифскую энциалическую дугу и континент Балтика.

Суммируя имеющиеся данные, мы полагаем, что в позднем рифее континент Балтика входил в состав суперконтинента Родиния, а его юго-восточная окраина являлась частью пассивной окраины Родинии, примыкающей к Палеопацифику [45]. При распаде Родинии и коллизии в раннем венде Балтики со Скифским террейном оформился аномальный Центрально-Прикаспийский блок, в качестве довольно глубокого остаточного океанического бассейна с утоненной в разной степени континентальной корой, переходящей у подножия Скифии в океаническую. Исходя из этого, можно предполагать, что рифейские отложения Прикаспийского бассейна представлены дистальными фациями отложений континентального склона и подножия Балтики и Скифии. При этом продукты размыва Скифского террейна не могут быть древнее позднерифейско–ранневендских.

На рисунке 11, иллюстрирующем строение западной части Центрально-Прикаспийской депрессии, показаны особенности строения осадочного чехла северной приплатформенной части бассейна Прикаспийской впадины. В западной части профиля виден фрагмент метаморфического фундамента Воронежской антеклизы с относительно маломощным чехлом терригенных отложений конца рифея–нижнего венда, перекрытых

в свою очередь, отложениями девона. Мощность терригенных отложений верхнего рифея–нижнего венда резко возрастает восточнее разлома, разделяющего континентальный склон Восточно-Европейской платформы и устье Пачелмского авлакогена. Здесь расположен мощный конус выноса обломочного материала, перекрывающего как склон платформы, так и значительную часть фундамента Центрально-Прикаспийской депрессии. В зоне этого мощного конуса выноса разрез более полный и позднерифейско–нижневендские отложения перекрыты образованиями ордовика–силура. Это указывает на то, что Воронежская антеклизы в течение позднего венда и кембрия представляла собой сушу и подвергалась длительной эрозии и размыву. Поэтому можно полагать, что накопление мощного конуса выноса на подножии континентального склона в устье Пачелмского авлакогена происходило более длительное время и охватывало не только ранний венд, но и поздний, а также кембрий, вплоть до крупной структурной перестройки в начале ордовика, связанной с раскрытием Уральского палеоокеана. Это объясняет огромную мощность этой толщи обломочного материала.

На разрезе, пересекающем Прикаспийский бассейн в меридиональном направлении от края Восточно-Европейской платформы восточнее Пачелмского авлакогена до Актюбинско-Астраханской зоны поднятий, расположенной в средней части Скифского террейна (см. рис. 6, см. рис. 12), показано строение значительной части Скифского террейна, его северного склона и подножья, а также центральной части Прикаспийского бассейна, приплатформенного склона и северного борта Восточно-Европейской платформы. Здесь на континентальном склоне Восточно-Европейской платформы наблюдается типичная картина, характерная для пассивных окраин континентов – ступенчатая система односторонних грабенных, заполненных терригенными отложениями верхнего рифея–нижнего венда. Вероятно, эта картина отражает строение пассивной окраины суперконтинента Родиния. На континентальном подножии здесь, как и на субширотном разрезе (см. рис. 11), виден мощный конус выноса обломочного материала. Это свидетельствует о том, что в конце рифея–раннем венде и кембрии южная часть континента Балтика представляла собой сушу и подвергалась интенсивному и длительному размыву. Вероятно, это объясняется тем, что в период конца рифея–начала венда произошла коллизия Балтики и Скифии, а завершающий этап коллизионного процесса фиксируется ростом поднятий и внедрением гранитов гусихинского комплекса [24]. Поэтому можно полагать, что терригенные отложения, слагающие мощный конус выноса на континентальном склоне и

подножии на окраинах Прикаспийского бассейна, формационно близки молассам.

На южной окраине Прикаспийского бассейна, прилегающей к Скифскому террейну, наблюдается сходная картина. Здесь маломощный верхнерифейско-нижневендский чехол Скифии на континентальном подножии резко возрастает по мощности (см. рис. 12), образуя конус выноса обломочного материала. Отличие заключается в том, что северный край Скифского террейна ограничен разломом северной вергентности, представляющим собой отмершую зону субдукции. Если это так, то прилегающая часть Прикаспийского бассейна по своей природе близка краевому прогибу. В таком случае отложения южного конуса выноса должны быть более грубозернистыми, чем на северной окраине, и включать значительное количество псефитов. Кроме того, складчатый комплекс осадочного чехла, развитый на Соль-Илецком поднятии и Азовском блоке, вероятно, можно классифицировать как аккреционную призму, образовавшуюся в процессе сближения Скифского террейна с континентом Балтика и сложенную, преимущественно, рифейскими отложениями осадочного чехла океанического бассейна, некогда разделявшего Скифию (Скифский террейн) и континент Балтика (Палеоуральский океан (?)) (см. рис. 1, см. рис. 8).

В результате приращения Скифии к континенту Балтика, Центрально-Прикаспийский бассейн оказался частично изолированным от Палеопацифика. Орогенические процессы на окраинах Прикаспийского бассейна привели к понижению базиса эрозии и понижению уровня моря в его пределах. Поэтому осадки конца рифея—раннего венда, накопившиеся в центральной части полузамкнутого бассейна, скорее всего, накапливались в застойных условиях и должны быть обогащены углеродом (см. рис. 12).

В результате коллизии пассивной юго-восточной окраины континента Балтика в раннем венде со Скифией, а в позднем венде с тиманидами Урала, была сформирована сложная тектоническая структура Оренбургского тектонического узла. При этом Прикаспийский залив Протоуральского океана превратился в замкнутый бассейн типа орогенной впадины, подобной существовавшей на этой территории в ранней перми во время варисского орогенеза в Уральской складчатой зоне [26, 46].

Низкое стояние уровня моря в Прикаспийском бассейне, начавшееся в раннем венде и продолжавшееся до начала ордовика, привело к дальнейшему падению базиса эрозии, возможно, частичному осушению бассейна и формированию глубоких эрозионных врезов и каналов транзита обломочного материала в Пачелмском и Серноводско-Абдулинском авлакогенах и их устьях, а также к накоплению во впадинах релье-

фа конусов выноса обломочного материала, аналогичных тем, которые возникли по периферии и центральной части Прикаспийской впадины в ранней перми в подсолевом комплексе [4, 18]. Вероятно, этим процессом объясняется размыв рифейских отложений в западной и северной прибрежной зоне Камско-Бельского авлакогена [16], фациальная изменчивость и локальные размывы рифея в Пачелмском авлакогене [42], эрозионные врезы в кровле консолидированной коры Центрально-Прикаспийского блока на продолжении Пачелмского авлакогена (см. рис. 11).

Рост поднятий во время коллизии Балтики и Скифии с тиманидами Урала в позднем венде также сопровождался накоплением моласс и обильным поступлением на территорию Камско-Бельского авлакогена и в Прикаспийскую впадину терригенного материала (см. рис. 5, рис. 7, см. рис. 11, см. рис. 12). Процессы тиманской орогении и падение уровня моря проявились и на территории Башкирского антиклинория — рифейской пассивной окраины Балтики в составе Роднии. Так, по данным А.В. Маслова [22], в это время формируются крупные врезанные долины, выполненные отложениями венда, как на западном, так и на восточном крыльях антиклинория.

В результате в конце позднего венда Центрально-Прикаспийский бассейн был полностью изолирован от мирового океана и превратился в замкнутую котловину. Рост окружающих поднятий вызвал понижение базиса эрозии, водный бассейн, вероятно, обмелел и приобрел черты орогенной межгорной впадины. Об этом говорит неровный, ярко выраженный эрозионный контакт подошвы позднерифейско—вендско—кембрийского сейсмокомплекса. Вероятно, этот процесс усилился к концу позднего венда. Об этом свидетельствует появление в верхах разрезов позднего венда Приуралья и Башкирского антиклинория, а также в центральной части Прикаспийского бассейна (доломитов [16, 26] (геофизические данные), ассоциирующихся с конгломератами, в том числе тиллитоподобными. Скорее всего, в конце венда произошло частичное осушение Центрально-Прикаспийского бассейна и его засолонение. Этому процессу способствовал также поздневендский Байконурский цикл оледенения [49]. Подобный процесс повторился на этой территории в перми, в результате завершения варисского орогенеза на Урале. Вендский орогенез заметно увеличил размеры Восточно-Европейского кратона.

Осадконакопление в юго-восточной части континента Балтика возобновилось лишь в ордовике при процессах деструкции тиманид, раскритии Уральского океана и восстановления связи Прикаспийского бассейна с мировым океаном. Перерыв в осадконакоплении был достаточно длительным. Отложения верхнего венда на рас-

смаатриваемой юго-восточной части Восточно-Европейской платформы отсутствуют совсем. Вероятно, они и не накапливались на этой территории из-за роста области Соль-Илецкого поднятия во время коллизии Балтики с тиманидами Урала.

Коллизия, вероятно, была косой. Поэтому коллизионные процессы на юге продолжались до конца венда, а севернее широты 54° (современные координаты), вероятно, и в кембрии [32]. Масштабные аккреционные процессы охватили также и значительную часть окраин Балтики. На востоке — на Печорско-Эбетинской активной окраине — завершалось становление вулканоплутонического пояса. Вулканиды представлены базальтами, андезитами, дацитами и риолитами известково-щелочной и субщелочной серий. Бимодальные ассоциации имеют возраст [33, 43, 53]:

565–500 млн лет (базальт-риолиты и габбро-граниты);

586 ± 21 и 535 ± 10 млн лет (кислые вулканиды);

550–515 млн лет (граниты).

И только, начиная с ордовика, в юго-восточной части континента Балтика началось накопление плитного комплекса осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. В ордовике начался новый этап развития Прикаспийской впадины. Постепенное раскрытие Уральского палеоокеана вызвало подъем уровня моря и затопление Прикаспийской впадины, восстановление ее связи с мировым океаном. Поэтому отложения ордовика в Прикаспийской впадине залегают резко несогласно, срезая подстилающие отложения конца рифея–венд–кембрия, заполняя эрозионные ложбины и впадины, сформированные в период изоляции впадины в позднем венде–кембрии. Наиболее крупные из них расположены напротив устья Пачелмского авлакогена. Здесь образования ордовика глубоко врезаются в базитовый фундамент Центрально-Прикаспийского блока (см. рис. 11). Мощность ордовикских отложений возрастает по направлению с запада на восток в сторону Уральского океана. Обломочный материал в Прикаспийский бассейн поступал как через канал Пачелмского авлакогена, так и со стороны восточного склона Воронежской антеклизы и западной части Скифии (Скифского террейна), где накопление осадочного чехла началось лишь в девоне.

ВЫВОДЫ

1. Разлом северной вергентности, ограничивающий северный край Скифского террейна, можно рассматривать как реликт зоны субдукции, во фронтальной части которой сохранились фрагменты океанической коры, некогда разделявшей Скифскую энсиалическую дугу и континент Балтика. В современной структуре этот фрагмент

участвует в строении фундамента Прикаспийской впадины (Центрально-Прикаспийского блока).

2. Отложения рифея, развитые в зонах коллизии кадомской Скифии с юго-восточной окраиной континента Балтика на Соль-Илецком поднятии и Азовском блоке, были деформированы во время косой коллизии в раннем венде. Этот складчатый комплекс осадочного чехла, по всей вероятности, представляет собой аккреционную призму фронтальной части Скифского террейна, сложенную преимущественно рифейскими отложениями осадочного чехла Палеоуральского океана. Причленение аккреционной призмы к краю Балтики привело к возникновению Соль-Илецкого поднятия и Азовского выступа фрагментов коллизионной системы. По этой причине в вендский период в этом регионе не происходило осадконакопления.

3. В конце рифея–раннем венде начался распад суперконтинента Родиния и раскрытие палеоокеана Япетус. В результате в северно-западной части континента Балтика в раннем венде преобладали процессы растяжения (возникли Среднерусский авлакоген с выходом в Оршанскую впадину и Серноводско-Абдулинский авлакоген с асимметрией северной вергентности). Общий наклон континента был северо-западный, вероятно, по направлению от Соль-Илецкого поднятия к Волыни и Оршанской впадине.

4. На восточной пассивной окраине Балтики, в составе распадающейся Родинии в раннем венде продолжалось осадконакопление в Серноводско-Абдулинском и Камско-Бельском авлакогенах. В раннем венде была обособлена от Палеопацифика Прикаспийская впадина в качестве залива Протоуральского океана.

5. В результате коллизии пассивной юго-восточной окраины континента Балтика в раннем венде со Скифией, а в позднем венде с тиманидами Урала, была сформирована сложная тектоническая структура Оренбургского тектонического узла. Прикаспийский залив Протоуральского океана превратился в орогенную впадину — замкнутый бассейн, подобный существовавшему на этой территории в ранней перми во время варисийского орогенеза в Уральской складчатой зоне. В результате орогенеза вендского времени Восточно-Европейский кратон заметно увеличил свои размеры.

6. Изоляция от мирового океана в конце венда Прикаспийской впадины привела к значительному падению уровня моря в этом бассейне, возможно, частичному его осушению и размыву подстилающих отложений венда и рифея. Осадконакопление в юго-восточной части континента Балтика возобновилось лишь в ордовике при процессах деформации тиманид, раскрытии Уральского палеоокеана и восстановления связи Прикаспийского

бассейна с мировым океаном. Перерыв в осадко-накоплении был достаточно длительным. Лишь, начиная с ордовика в юго-восточной части континента Балтика началось накопление плитного комплекса осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.

7. Низкое стояние уровня моря в Прикаспийском бассейне или даже его осушение, начавшееся в раннем венде и продолжавшееся до начала ордовика, привело к падению базиса эрозии и формированию глубоких эрозионных врезов и каналов транзита обломочного материала, особенно в Пачелмском и Серноводско-Абдулинском авлакогенах, их устьях и в районе современного Башкирского антиклинория, а также к формированию во впадинах рельефа конусов выноса обломочного материала, подобных тем, которые возникли по периферии и внутри Прикаспийской впадины в ранней перми в подсолевом комплексе. Вероятно, этим процессом объясняется интенсивный размыв рифейских отложений в западной и северной прибортовой зонах Камско-Бельского авлакогена и резкая фациальная изменчивость и локальные размывы рифея в Пачелмском авлакогене. Возможно, в это время возникла Сарпинская депрессия эрозионного происхождения, которая начала заполняться осадками в девоне.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам за конструктивные комментарии и редакции за качественную редакционную подготовку статьи.

Финансирование. Статья написана в рамках выполнения работ по теме “Тектоно-седиментационные системы: строение и развитие” (госзадание № 0135-2019-0071. научный руководитель д. г.-м. н. Н.П. Чамов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Механизм образования Прикаспийской впадины // ДАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 491–499.
2. Буш В.А., Казьмин В.Г. Кристаллический фундамент и складчатый комплекс Волго-Уральского, Прикаспийского и Предкавказского нефтегазовых бассейнов // Геотектоника. 2008. № 5. С. 79–94.
3. Волож Ю.А., Антипов М.П., Гарагаш И.А., Лобковский Л.И. Эклогитовая модель формирования Прикаспийской впадины / Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож (ред.). М.: Научный мир, 2004. С. 471–486.
4. Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П., Быкадоров И.В., Парасына В.С., Постникова И.С., Сапожников Р.Б., Хераскова Т.Н. Нефтегазоперспективные объекты палеозойского подсолевого разреза Прикаспийской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т.14. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2019/39_2019.html
5. Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Дис. ... к. г.-м. н. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.
6. Грановский А.Г., Грановская Н.В. Тектоническое строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (территория Ростовской области // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2019. № 1. С. 16–23.
7. Грановский А.Г., Зеленищев Г.В. Этапы геологического развития и особенности минерализации докембрийских комплексов юга Восточно-Европейской платформы (территория Ростовской области) // Минерализация докембрия. Мат-лы Всерос. конференции 11–13 ноября 2009, Петрозаводск. ИГ КарНЦ: 2009. С. 66–68.
8. Иванцов А.Ю., Разумовский А.А., Закревская М.А. Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Средний и Южный Урал. М.: ПИН РАН, 2018. 189 с.
9. Иванцов А.Ю., Гриценко В.П., Палий В.М., Великанов В.А., Константищенко Л.И., Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Среднее Приднестровье и Волынь, – М.: ПИН РАН, 2015. 143 с.
10. Менасова А.Ш., Федонкин М.А., Закревская М.А., Сережникова Е.А. Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Среднее Приднестровье и Волынь. М.: ПИН РАН, 2015. 144 с.
11. Камзолкин В.А., Латышев А. В. Видяпин Ю.П., Солин М.Л., Смольская А.И., Иванов С.Д. Поздневендский фундамент в структуре метаморфического основания передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57.
12. Келлер Б.М. Тектоническая история и формирования верхнего докембрия М.: ВИНТИ, 1973. Т. 5. 120 с.
13. Клевцова А.А. Основные черты истории развития Русской платформы в венде // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 1972. № 8. С. 3–14.
14. Клевцова А.А. Верхний протерозой – нижний палеозой Московской синеклизы. Проблема границ // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 12. С. 33–42, (М.: ВНИИОЭНГ, 2000).
15. Козлов В.И., Пучков В.Н. Авлакогенные комплексы Волго-Уральской провинции // Геологический сборник. 2006. № 5. С. 1–9 (ИГ УНЦ РАН. 2006. Информ. мат-лы).
16. Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. 60 с.
17. Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н., Золотов Е.Е. Генетические типы докембрийских рифтов Мезенско-Нижневожского дивергентного пояса Восточно-Европейской платформы по результатам глубинных исследований // Разведка и охрана недр. 1996. Вып. 4–5. С. 46–53.
18. Кухтин П.Д. Особенности строения подсолевых нижнепермских отложений Прикаспийской впадины в связи с проблемой поиска скоплений углеводородов. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Саратов: СарГУ, 2016. 157 с.

19. Лебедько Г.И. Комплексная модель глубинного строения юга Русской плиты и обрамляющих структур Северного Кавказа. Автореф. дис ... д. г.-м. н. М.: МГТА (МГРИ), 1996. 63 с.
20. Лебедько Г.И., Усик В.И. Геохронология Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: РГУ, 1985. 147 с.
21. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2010. (Тр. ГИН РАН. 2010. Вып. 593), 63 с.
22. Маслов А.В. Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 6. С. 624–639.
23. Носова А.А. Петрология позднедокембрийского и палеозойского внутриплитного базитового вулканизма Восточно-Европейской платформы. Автореф. дис ... д. г.-м. н. М.: ИГЕМ РАН, 2007. 52 с.
24. Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Пейдж Л., Лебедева Н.М., Постников А.В., Травин А.В., Юдин Д.С. Раннекембрийский сиенитовый массив Артюшки и монзонитовый массив Гусиха в фундаменте юго-восточной части Восточно-Европейского кратона: петрогенезис и геотектонический контекст // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
25. Овчаренко А.В., Ермаков Б.В., Киревичев В.К., Михайлов И.Н., Семов В.Н., Шлезингер А.Е. Рифейско-вендский Серноводско-Абдулинский авлакоген Русской плиты и его нефтегазоносность // Бюлл. МОИП. 2006. Т. 81. Вып. 1. С. 3–15.
26. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность / Ю.А. Волож, В.С. Парасына (ред.). М.: Научный мир, 2013. 261 с.
27. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
28. Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1–2. С. 28–39.
29. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: УНЦ РАН, 2010. 279 с.
30. Пучков В.Н. О возрасте ашинской серии Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы IX Межрегиональной научно-практической конференции 19–22 ноября 2012 г., г. Уфа: УНЦ РАН, 2012. С. 47–51.
31. Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20–44.
32. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю., Белоусова Е.А. Реконструкция венд–кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.
33. Самыгин С.Г., Буртман В.С. Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем // Геотектоника. 2009. № 2. С. 57–77.
34. Сегалович В.И., Волож Ю.А., Антипов М.П., Васильев О.А. Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии // Геотектоника. 2007. № 3. С. 30–45.
35. Семкин В.А., Корсаков С.Г., Котов А.Б. Результаты Sm–Nd и U–Pb изотопных исследований пород Бечасынской зоны Центрального Кавказа // Проблемы геологии и геоэкологии юга России и Кавказа / Отв. ред. И.А. Богуш, А.Я. Третьяк. Новочеркасск: НАБЛА, 1997. С. 43–44.
36. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Ратов А.А., Козлова О.В. Стратиграфическая корреляция отложений рифея Волго-Уральской области и Южного Урала и их пространственное взаимоотношение в зоне сопряжения платформенных и складчатых структур по сейсмическим материалам // Геологический вестник. 2018. № 2. С. 79–95.
37. Симанович И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. М.: Наука, 1966. (Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 153), 121 с.
38. Снежко В.А. Рифейские стратифицированные образования Карачаево-Черкесской зоны Центрального Кавказа // Региональная геология и металлогения. СПб: ВСЕГЕИ, 2005. № 25. С. 87–94.
39. Сомин М.Л. Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2007. С. 15–38.
40. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка / М.А. Семихатов, С.М. Шик (ред.). Уфа: 2000, 81 с.
41. Стратиграфия СССР. Поздний докембрий / Б.М. Келлер (ред.). М.: Геолтехиздат, 1963. 716 с.
42. Сухоруков В.И., Яцкевич С.В., Писаренко В.Ю., Писаренко Ю.А., Андреев Г.Н. Седиментационно-формационные особенности формирования рифейских отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена // Недра Поволжья и Прикаспия. 2016. Вып. 86. № 5. С. 18–43.
43. Тимано-Печорский седиментационный бассейн // Атлас геологических карт / Ухта: Региональный дом печати, 2000.
44. Херасков Н.П. Особенности строения и истории развития доуралид Южного Урала. — В кн. *Тектоника и формации*, (Н.П. Херасков. Избранные труды), М.: Наука, 1967. С. 67–91.
45. Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010. № 1. С. 3–23.
46. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.

47. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г., Каплан С.А., Сулейманов А.К. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее-палеозое по данным геотрансекта Ев-1 (Лодейное поле—Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65–94.
48. Чумаков Н.М. Палеогеография венда и кембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Древлянская эпоха // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / А.Ю. Розанов, В.Я. Бессонова, А.П. Брангулис, В. А. Великанов (ред.). М.: Наука, 1980. С. 8–14.
49. Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере / М.А. Семихатов (ред.). М.: ГЕОС, 2015 (Тр. ГИН РАН. 2015. Вып. 611), 160 с.
50. Шебалдин В.П. Тектоника Саратовской области. — Саратов: Саратовнефтегеофизика, 2008. 40 с.
51. Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., Taran L.N. Proterozoic tectonothermal history the western part of the East European Craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints // Tectonophysics 2001. Vol. 339. no 1. P. 39–66.
52. Kuznetsov N.B. The Cambrian Baltica-Arctida collision, pre-Uralide-Timanide orogen, and its erosion products in the Arctic // Doklady Earth Sci. 2006. Vol. 411. no. 2. P. 1375–1380. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06090091>
53. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and breakup history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. P. 179–210.
54. Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobayev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. Vol. 174. P. 109–124.
55. Willner A., Gopon M., Glodny J., Schertl H.P., Puchkov V.N. Timanide (Ediacaran-Early Cambrian) Metamorphism at the Transition from Eclogite to Amphibolite Facies in the Beloretsk Complex, SW-Urals, Russia // J. Earth Sci. 2019. Vol. 30. no 6. P. 1144–1165.
56. Vernhet E., Youbi N., Chellai E.H., Villeneuve M., Archi A.El. The Bou-Azzer glaciation: Evidence for an Ediacaran glaciation on the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco) // Precambrian Research. 2012. Vol. 196 (197). P. 106–112.

Рецензент В.С. Парасына

Features of the Structure and Development of the South-Eastern Part of the East European Platform and the Caspian Basin in the Late Precambrian—Early Paleozoic

T. N. Kheraskova^{a,*}, Yu. A. Volozh^a, M. P. Antipov^a, V. A. Bykadorov^a, I. S. Postnikova^a

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per., 7, 119017 Moscow, Russia

*e-mail: Kheraskova.tatiana@yandex.ru

The geological and sedimentological interpretation of a series of time and deep seismic profiles within junction zone of the Volga—Ural area of the East European Platform, the Pre-Caspian Depression, the Pre-Ural Trough, the Bashkir Anticlinorium and the northern margin of the Scythian Platform made it possible to identify a number of previously unknown structural features of the Later Precambrian and Early Paleozoic formation. On this basis, structural-facies maps were compiled for the Riphean and Vendian stages of development. It was shown that as a result of the collision of the southeastern passive margin of the continent Baltica with Scythia in the Early Vendian, and with the Timanides of the Urals in the Later Vendian, complex tectonic structure of the Orenburg tectonic node was formed, which creates the foundation of the Caspian oil and gas province. The results obtained substantially clarify the structure of the sedimentary cover of the East European Platform and the PreCaspian Basin, the stages of formation and evolution of their structure, as well as the degree of influence on sedimentation of the structural changes in the adjacent territories of the folded Urals and the Scythian Platform.

Keywords: seismostratigraphic complex, seismic section, consolidated crust, shelf, aulacogen, sea level fluctuation, erosional cut, removal cone