

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ: ПЕРЕХОД ОКРАИННЫХ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН В ГЛУБОКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

© 2010 г. Я.А. Рихтер
Саратовский госуниверситет

Актуальным направлением современной плитной тектоники становится региональный анализ движений земной коры в пределах длительно формирующихся зон глубинных дислокаций внутри континентальных литосферных плит. При этом важно выявление пространственно-временных связей этих зон с границами литосферных плит, процессами их создающими, и, таким образом, рассмотрение событий внутри таких регионов в общем геодинамическом контексте.

Итогом анализа должно быть создание геодинамических моделей для внутриплитных геотектонических объектов и моделей, обладающих достаточным прогностическим потенциалом. К числу таких объектов на юго-востоке Восточно-Европейской платформы относятся рифейские Пачелмский авлакоген и посткеанический осадочный бассейн, позднее эволюционировавший в Прикаспийскую впадину эпигерцинского возраста. Эти две структуры первоначально возникли вместе в ходе единого процесса континентального рифтогенеза на месте тройного рифтового сочленения. Они тесно связаны друг с другом пространственно, но также существенно, что они являются генетически близкими как члены единого геологического ряда геодинамических объектов. Полученные нами результаты позволяют по-иному, с современных позиций, рассматривать историю формирования этих объектов. В частности, переосмыслено зна-

чение геолого-геофизических материалов по внешней бортовой зоне Прикаспийской впадины, представляющей древнюю (рифейскую) континентальную пассивную окраину, преобразованную затем, в результате опускания впадины, в сложную мозаику валов, грабенообразных депрессий и мелких локальных тектонических структур, перспективных в нефтегазоносном отношении.

Наличие всех основных черт строения, палеорельефа и фациального состава отложений позволяет считать бортовую зону Прикаспийской впадины (на ее западе, северо-западе и севере) фрагментом древней материковой окраины, принадлежавшей Восточно-Европейскому континенту (Балтии) на протяжении, по крайней мере, позднего рифея и почти всего палеозоя. Геодинамически эта материковая прибрежная зона соответствует так называемым пассивным континентальным окраинам в системе понятий теории тектоники литосферных плит. Рядом с ней, на всем ее протяжении, располагался океан, от которого в фундаменте Прикаспийской впадины сохранился безграничный тип земной коры, представленный нижним слоистым комплексом осадочного слоя и "базальтовым" слоем, соответствующим по составу и структуре океанической коре. Среди образований осадочного слоя могут быть выделены породы байкальско-каледонского и рифейского (верхнепротерозойского) сейсмоформационных комплексов. Общая мощность океанической коры могла

достигать 10-12 км, причем две трети этой величины приходились на нижний "базальтовый" слой.

Возраст океанической коры вблизи континентальной окраины может оказаться древнее, чем в центральной части Прикаспийской впадины. Здесь можно ожидать развитие рифейско-вендских и нижнепалеозойских образований – как в осадочном слое, так и среди подстилающих лавовых комплексов базальтов. Породы этого возраста известны в основании разреза Пачелмского авлакогена, вплотную подходящего к Прикаспийской впадине и пересекающего ее прибреговую зону. Это типичные континентальные молассоидные образования рифтогенной стадии, с ними ассоциируют вулканогенно-осадочные отложения, силлы и дайки диабазов, петрохимически близких толеитовым базальтам дна современных океанов [3].

Борта Пачелмского авлакогена составляют со смежными участками пассивной континентальной окраины – субширотным и северо-западным (соответственно с северным и северо-западным бортами впадины) – характерное тройное сочленение рифтов. При дальнейшем развитии этой системы рифтов две ее ветви (широтная и юго-западная) в результате спрединга дали начало океаническому пространству, вошедшему в состав Уральского палеоокеана. Таким образом, по периферии Прикаспийской впадины, вплоть до подножия континентального уступа должны проследиваться континентальные образования, синхронные рифейско-вендским породам Пачелмского авлакогена. По-видимому, к ним относятся разновозрастные отложения, вскрытые на прилегающей части Пугачевского свода.

Океаническая кора в ближайшем к востоку регионе, занятом Уральским складчатым поясом, по-видимому, существовала уже в венде и кембрии. Затем Уральский палеоокеан развивался на протяжении ордовикского, силурийского и первой половины девонского периодов. Фрагменты соответ-

ствующих образований океанической базальтовой формации установлены в составе различных сложно дислоцированных комплексов Южного Урала и Мугоджар [8, 7, 20, 10, 21, 23].

В связи с образованием в западной части Палеоуральского океана зон субдукции в позднем ордовике – раннем силуре на месте Прикаспийской впадины сформировался окраинный морской бассейн, отделившийся на востоке (в современных координатах) от океана островной вулканической дугой, а также Мугоджарским микроконтинентом, а на крайнем юго-востоке – Устюртской континентальной глыбой. В раннем-среднем девоне, за счет поглощения океанической коры, пространство Уральского палеоокеана заметно сократилось, что привело к тектоническому скучиванию (аккреции) островных вулканических дуг и микроконтинентов, их столкновению в позднем девоне с восточной окраиной Восточно-Европейской плиты на всем ее протяжении до современной широты 51° , южнее которой этот контакт не прослеживается.

Тем не менее, южнее широты 51° в этой полосе в позднем девоне, благодаря аккреции, сформировалась островная суша или цепочка островов. Одним из них стал Мугоджарский микроконтинент, спаянный с террейнами островодужной и океанической коры. У их западного подножия, обращенного в сторону окраинного моря, с этого времени накапливалась огромная по мощности осадочная призма, состоящая из переотложенного вулканогенного материала [6, 26]. В этой полосе с конца среднего девона существовали участки островной суши, обрамленные шлейфом терригенных отложений [26, 24]. К западу, вглубь бассейна, отлагались более глубоководные терригенно-кремнистые осадки значительно меньшей мощности.

В это же время стала намечаться южная граница бассейна. По данным фациально-формационного анализа и палеогеографических реконструкций вдоль южной границы

окраинно-морского бассейна в среднем-позднем девоне выделяются участки мелководья и островной суши, соответствующие сводам поднятий подсолевого комплекса [24], в частности, Астраханского свода. В их пределах, от Астраханского свода на западе до Каратон-Тенгизского на востоке, накапливались субплатформенные терригенно-карбонатные образования шельфовых фаций, а затем – в позднем девоне – карбоне – формировались так называемые карбонатные платформы на цоколе возникших сводовых поднятий. Такое поднятие на Астраханском своде проявлено, по данным сейсмопрофиллирования по положению опорного отражающего горизонта ПЗ, на глубине около 7 км, а также отражающего горизонта Ф на глубинах порядка 7-9 км. К северу, в сторону центральной части Прикаспийской впадины отмечается неуклонное погружение этой поверхности до глубин 18-20 км. Причины образования этих поднятий пока неясны и можно лишь предполагать, что их появление и формирование вызвано воздействием бокового сжатия с юга, со стороны консолидирующегося каледоно-герцинского Кавказского орогена (?). В любом случае важно одно – в раннем девоне эти поднятия, несомненно, уже существовали на морском дне на глубинах не более 200-300 м, то есть, скорее всего, в условиях шельфа.

В последнее время появляются некоторые новые данные, которые могут свидетельствовать о присутствии в пределах Астраханского свода, на глубине соответствующей поверхности акустического фундамента или несколько меньшей, комплекса вулканогенных пород основного состава, возможно, принадлежащих базальтовому слою океанической коры. Так, результаты петрографического изучения ядра глубокой скв.2 Девонской в интервале 6545-6577 м свидетельствуют о возможном размыве базальтовых пород в условиях мелководья на участках поднятий, что привело к появлению окатанного материала лав базальтов, их стекол, долеритов и габброидов в соста-

ве гравелитов и песчаников нижнего девона.

Однако обстановка коллизии Скифской плиты с субокеанической плитой, соответствующей эпигерцинской Прикаспийской впадине, в девоне еще не возникла. Этот геодинамический эпизод произошел значительно позднее, в поздней перми – раннем триасе, когда в условиях сжатия произошла инверсия режима в зоне сутуры и, при движении на север Скифской плиты, был сформирован покровно-складчатый пояс кряжа Карпинского, надвинутый на палеозойские комплексы субокеанической плиты будущей Прикаспийской впадины. Шлейфы молассовой формации перекрыли субплатформенные морские отложения, накапливавшиеся до того вдоль ее южной окраины. Образовался фронт складчатости, представленный покровно-надвиговой зоной кряжа Карпинского и Южно-Эмбинской складчатой зоны, сформировавшейся при сближении субокеанической плиты Прикаспийской впадины с Устюртской континентальной глыбой.

Таким образом произошло тектоническое замыкание субокеанической плиты и изоляция существовавшего в ее пределах морского бассейна. Последствия этого грандиозного геологического события уже достаточно очевидны, начиная с формирования эпигерцинской Прикаспийской впадины.

Геодинамическая модель возникновения Прикаспийской впадины (рис.) включает в себя последовательно пройденные стадии континентального рифтогенеза, океанского спрединга, окраинного морского бассейна. Ее границы создавались: в результате рифтогенеза – западный и северный борты впадины (перешедшие затем на режим пассивной континентальной окраины); в ходе коллизии с герцинидами Уральского складчатого пояса – восточная окраина впадины, затем в ходе коллизии со структурами герцинского Северо-Кавказского орогена (будущей Скифской плиты) и докембрийской Устюртской глыбы – южная окраина впадины.

ГЕОЛОГИЯ

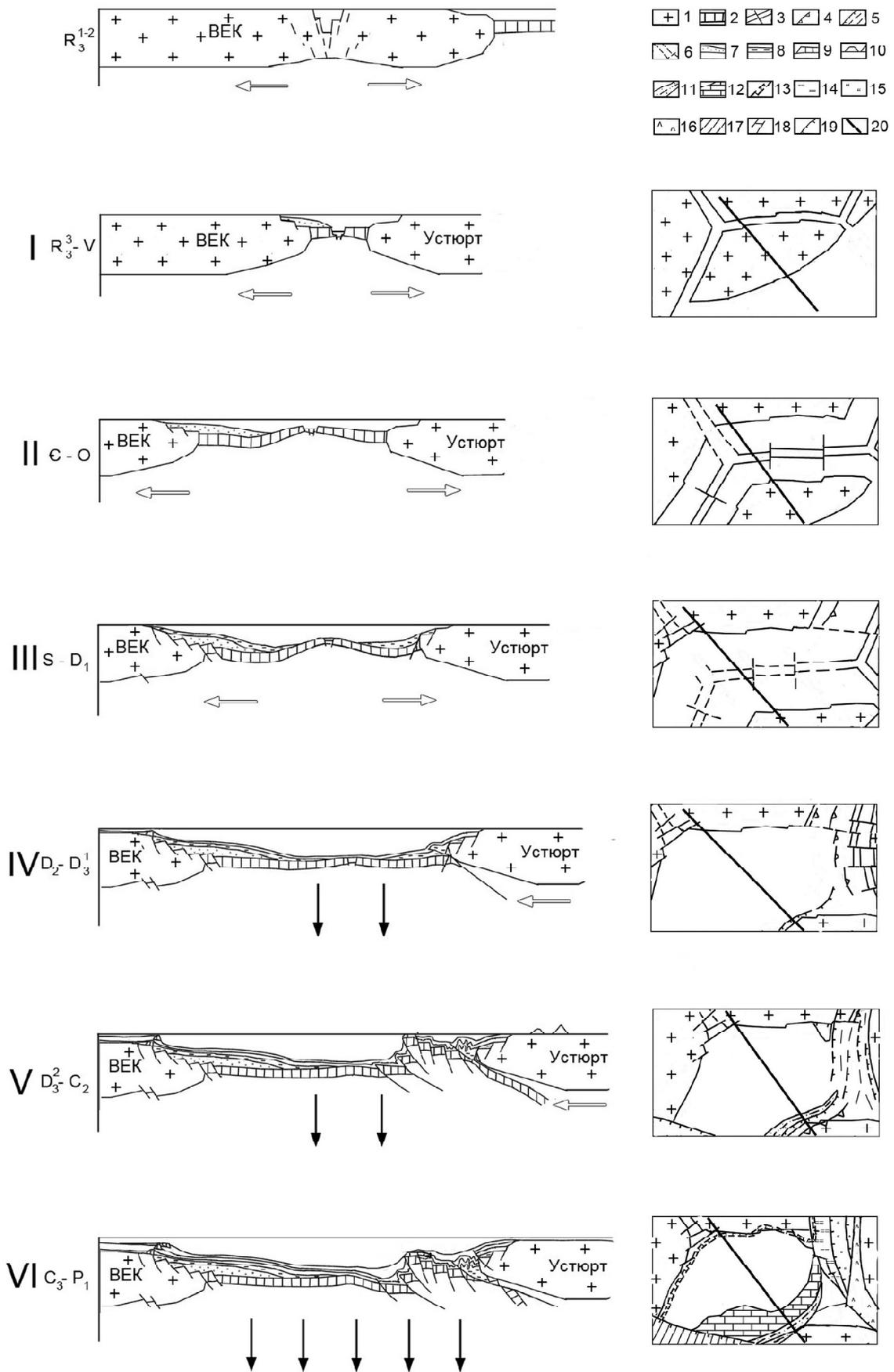


Рис. Геодинамическая реконструкция процесса формирования Прикаспийской впадины. Стадии: I – континентальный рифтогенез; II – океанический спрединг; III – преобразование в окраинном море; IV – начало аккреции океанических и островодужных структур, сокращение Палео-Уральского океана и начало погружения впадины; V – начало коллизии Уральского складчатого пояса и Восточно-Европейского континента (ВЕК), коллизия Устюртской глыбы и субокеанической плиты Прикаспийской впадины; VI – оформление структур обрамления и бортовой зоны Прикаспийской впадины, коллизия со Скифской эпигерцинской плитой. 1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – рифтовые зоны и трансформные разломы; 4 – островные вулканические дуги; 5 – зоны коллизии; 6 – авлакогены (палеорифты); 7 – терригенные отложения рифея-венда и кембрия-ордовика; 8 – терригенные отложения силура – нижнего девона; 9 – карбонатные массивы береговых рифов и карбонатных платформ; 10 – вулканы активной окраины Устюртской глыбы; 11 – образования аккреционной призмы; 12 – Астраханско-Актюбинская зона поднятий и карбонатных платформ; 13 – нижнепермский бортовой уступ; 14 – Предуральский краевой прогиб; 15 – экстерниды Уральского герцинского орогена; 16 – интерниды Уральского герцинского орогена; 17 – Скифская эпигерцинская плита; 18 – тектонические нарушения; 19 – надвиги и взбросы; 20 – линия профиля (на схематических картах)

Прикаспийская впадина, на самом деле, прошла "особый" путь развития – от начальной (рифтовой) и ранней (океанической) до конечной (платформенной, континентальной) стадии. Фундамент ее, не подвергшийся интенсивной переработке и перестройке, представляет реликт позднекембрийско-раннепалеозойской океанической коры, и в этом отношении – уникален. Прикаспийская впадина может являться примером особых внутриплитных структур – консервантов земной коры предшествующих стадий развития. К таким структурам, находящимся на более ранних этапах, относятся плиты Мексиканского залива, впадин Средиземного и Чёрного морей. Возможно, к этому же типу принадлежат и так называемые "глубокие осадочные бассейны" на шельфе Баренцова и Карского морей. Прикаспийская впадина на протяжении всей своей истории играла роль огромной седиментационной "ловушки", в которой происходило почти непрерывное осадконакопление. Необычный тип фундамента, близость мантии, мощный подсолевой и солевой комплексы, наличие разнообразных и сложных геологических структур – все это вместе взятое позволяет рассчитывать на особые перспективы Прикаспийской впадины в отношении ресурсов углеводородов.

Глубокие осадочные бассейны – геоструктурные элементы континентального или переходного типа земной коры с мощным осадочным комплексом (от 10-12 до 18-20 км) и отсутствующим геофизическим "гранитным" слоем – все более привлекают внимание нефтяников как наиболее перспективные в отношении углеводородного сырья. Среди них выделяются два типа: первый, для которого подошва земной коры (раздел Мохо) относительно приподнята, и второй, где она заметно погружена, мало чем отличаясь от уровня под смежными платформенными структурами. Мощность земной коры для впадин первого типа не превышает 20-30 км, а для второго типа она составляет от 30-35 до 45-50 км. Первые характеризуются промежуточным типом земной коры и обычно располагаются на широких шельфах рядом с пассивными окраинами континентов. Их развитие не завершено, в них продолжается аккумуляция осадков и формирование структур. Впадины второго типа с безграничной мощной корой расположены внутри континентов, часто по соседству с древними платформами или в их пределах. Их развитие завершено благодаря постколлизийным процессам в основном изостатического характера.

К числу рассматриваемых глубоких осадочных бассейнов мы не относим хорошо известные синеклизы в осадочном чехле платформ, в основании которых, как правило, устанавливаются авлакогены – древние отмершие рифты. Именно для таких объектов были предложены модели их формирования на пострифтовой стадии [32, 35, 36, 1, 2]. Обзор состояния проблемы был недавно опубликован [17].

Не менее важным по последствиям является случай перехода палеорифтовых спрединговых бассейнов, соседствующих с пассивными окраинами континентов, в крупные и глубокие осадочные бассейны, занимающие свое место в пределах широкого шельфа. Эти бассейны возникают на океанической коре в результате заполнения их осадками, что способствует соответствующему синхронному погружению. В такой ситуации оказываются некоторые бассейны окраинных морей спредингового типа. При этом пассивные континентальные окраины перестраиваются в окаймляющие эти осадочные бассейны бортовые зоны. Соответствующая стадия заполнения осадками и погружения таких бассейнов выделяется как демиссионная. Необходимым условием для этого является полная или почти полная изоляция будущего бассейна в результате аккреции островных дуг или коллизии с формирующимися рядом орогенами и микроплитами. Замыкающиеся таким образом области, как правило обширные (более 1-1,5 тыс. км в поперечнике), имеют изометрично-округлые или полигональные очертания, обусловленные различными сочетаниями и конфигурацией изолирующих элементов.

Как известно, осадочные бассейны, перспективные в нефтегазоносном отношении, представляют собой полициклически развивавшиеся системы, образующие эволюционные ряды от рифтогенных бассейнов и бассейнов пассивных континентальных окраин до субдукционно-океаноморских и коллизионных орогенных [11, 9]. При закрытии

океаноморского моря со стороны надвигающихся микроконтинентов и островных дуг возможны два варианта: первый, это закрытие сравнительно молодого задугового бассейна при надвигании древней энсиалической островной дуги или микроконтинента; второй – закрытие реликтовой океанической впадины при надвигании новообразованной энсиматической островной дуги. Оба этих случая предусматриваются в различных моделях развития осадочного бассейна Прикаспийской впадины.

Как мы показали ранее, Прикаспийская впадина имеет первично рифтогенное происхождение и в дальнейшем развивалась как спрединговый морской бассейн, возможно, океаноморского типа по отношению к поздне-рифтогенно-вендскому Палеоазиатскому океану. Затем этот бассейн был изолирован при коллизии в позднем палеозое с орогенами – Уральским на востоке и Скифским на юге, превратился во внутриконтинентальную впадину с реликтовой океанической корой и огромным по мощности осадочным комплексом ее заполнения. Бортовая зона впадины на западе и севере унаследовала все основные черты строения древней пассивной окраины континента, являвшегося ядром Восточно-Европейского кратона. На востоке бортовая зона переходит в краевую прогиб Уральского орогена, на юго-востоке она представлена коллизионной зоной дислокаций и аккреционной призмой Южно-Эмбинского "поднятия", а на юге – также коллизионной зоной кряжа Карпинского и его восточного продолжения в акватории Каспийского моря.

В составе осадочного слоя Прикаспийской впадины выделяются следующие комплексы (снизу вверх):

- 1) рифтогенно-вендский рифтогенный,
- 2) нижнепалеозойский демиссионный,
- 3) среднепалеозойский (D–C₂) депрессионный (при некомпенсированном погружении),
- 4) верхнепалеозойский (C₃–P₂) синколлизионный ("инверсионный"),

5) верхнепермско-триасовый ($P_3 - T$) постколлизийный (компенсационный, "комплекс заполнения впадины"),

6) юрско-неогеновый ($J-N$) плитный.

Каждый из этих комплексов формировался в условиях сменявших друг друга геодинамических обстановок, характерных для стадий:

- 1) рифтогенной,
- 2) демиссионной,
- 3) депрессионной,
- 4) синколлизийной,
- 5) постколлизийной (компенсационной),
- 6) плитной.

Собственно трансформация океанического (окраинно-морского) бассейна в глубокий осадочный бассейн для Прикаспийской впадины осуществлялась в течение трех средних стадий – от демиссионной до постколлизийной включительно. Однако главные события происходили в ходе коллизийной стадии. Отдельные эпизоды и их геодинамические обстановки нами рассматривались ранее: для демиссионной стадии – на северном обрамлении впадины, для синколлизийной – на ее южном и юго-восточном обрамлении.

Важнейшим вопросом геодинамического анализа является выявление ведущих факторов, контролировавших режим тектонических движений, и установление механизма этих движений, сформировавших определенные типы дислокаций.

На демиссионной стадии развивалось некомпенсированное осадконакоплением общее погружение дна будущей впадины, обусловленное термическим уплотнением океанической литосферы при ее охлаждении по мере удаления от спрединговой оси, а затем и снижения активности спрединга. На первый взгляд, этому противоречат данные сейсмостратиграфии, согласно которым в нижней части "осадочного слоя" Прикаспийской впадины, на "добайкальском фундаменте" залегает очень мощный комплекс поздне-рифейско-раннепалеозойского возраста, сло-

женный, по-видимому, глубокоководными терригенными образованиями [18, 29]. Огромная площадь распространения – в пределах внутренней области впадины – и характерное распределение мощности (от 10-12 км на северо-западе до 4-2 км на юге и юго-востоке, на месте центральной части впадины) позволяют предположить, что здесь располагается огромный конус выноса обломочного материала с прилегающей суши, где длительное время существовала активная рифтогенная зона Пачелмского авлакогена, служившая транспортным путем для его перемещения. Наши расчеты показали, что объемы отложений позднерифейско-раннепалеозойского комплекса внутри впадины и обломочного материала, удаленного в результате денудации "термических гор" на плечах авлакогена, примерно равны. Разработанные седиментационные модели для предполагаемых в составе комплекса терригенных, терригенно-карбонатных, кремнисто-терригенных формаций разных глубин впервые позволили выявить основные тенденции осадконакопления внутри будущей впадины в раннем и в начале среднего палеозоя [29]. В центральной, наиболее погруженной части впадины мощность этих образований, накапливавшихся в условиях некомпенсированного прогибания, оценивается максимально в 2500-3000 м.

Можно утверждать, что на прилегающей к "устью" авлакогена площади дна будущей впадины происходила настолько интенсивная седиментация, что она вполне компенсировала погружения, возможно, ею же затем поддерживаемые. В центральной части впадины и на ее юге и юго-востоке осадконакопление носило некомпенсированный характер в условиях значительных глубин спредингового бассейна окраинного моря. Таким образом, демиссионный режим бассейна на этой стадии способствовал созданию огромной "ловушки" для терригенных осадков, поступавших вдоль рифтовой долины Пачелмского авлакогена из внутренней области прилегающей суши.

По-видимому, к демиссионному комплексу принадлежит обнаруженная бурением на востоке северной бортовой зоны Прикаспийской впадины (в ядре Оренбургского вала) и в основании среднего палеозоя Астраханского свода на юге впадины мощная толща однообразных терригенных пород ордовикского возраста [5] или раннепалеозойского возраста [4], а также близкие в литологическом отношении образования в основании разреза палеозоя Уметовско-Линевской депрессии (в западной бортовой зоне), условно датируемые силуром, но, вполне возможно, имеющие и более древний возраст.

В силуре – раннем девоне активность спредингового процесса в бассейне была, скорее всего, резко снижена вследствие появления новых центров в пределах открывшегося в ордовике Палео-Уральского океана. При этом сохранялась общая геодинамическая обстановка растяжения, проявившаяся в зоне пассивной окраины в виде гравитационного расползания ее континентальной коры.

Уже на следующей депрессионной стадии развивалось общее погружение, распространявшееся от первоначальной океанической котловины в сторону континентальной окраины, за счет ее тектонической переработки и последовательного вовлечения ее ступенеобразных блоков в этот процесс. Следы этих движений отчетливо устанавливаются в разрезе среднего-верхнего девона северной бортовой зоны Прикаспийской впадины в виде перерывов и смены фаций, а также изменения мощности отложений.

Еще на демиссионной стадии развития впадины ведущим механизмом было термическое погружение, связанное с уплотнением охлаждающейся океанической коры и литосферы, особенно заметное вблизи континентальных окраин, где могли создаваться глубины до 3 и более километров и накапливаться первые осадочные толщи сравнимой по величине мощности. В дальнейшем остывание литосферы привело к рас-

ширению погружений за счет периферической зоны континентальной окраины, а также к увеличению глубин в самой котловине. При этом соблюдается основное условие: масса океанической литосферы и ее распределение вдоль вектора спрединга с достаточным приближением (в региональном плане) изостатически остается скомпенсированной.

Известно, что глубина залегания океанической коры в спрединговых бассейнах, а также мощность океанической литосферы возрастают по мере увеличения ее геологического возраста [34, 33, 25]. Из соотношения вида $H = H_0 + kt$, где H_0 – начальная глубина в осевой рифтовой зоне (2500 м в среднем) и k – поправочный коэффициент, равный 350 м. К концу существования спредингового бассейна ($t = 150 \times 10^6$ лет) глубина его дна у подножия континентального склона может составить величину порядка 4000-4500 м (с учетом массы слоя воды и слоя осадков). Мощность океанической литосферы за это время достигнет 90 км.

Природа процесса тектонического погружения дна бассейна также может быть, в первую очередь, связана с термическим уплотнением литосферы при ее остывании (на начальных стадиях) и ее последующим кинематическим растяжением. Первоначально предложенный механизм такого растяжения литосферы [32] страдает одним недостатком – переоценкой величины коэффициента растяжения. Более подходящим к нашему случаю оказывается усовершенствованный его вариант – механизм двухслойного дифференциального растяжения литосферы [31], где рассматривается взаимодействие хрупкой верхней коры и вязко-пластичной нижней коры. В термоизостатическом приближении возможность осуществления механизма кинематического растяжения нижней коры и верхней мантии с аномальной реологией ("растекание") и хрупкой верхней коры (дробление и образование грабенов по листрическим сбросам) была продемонстрирована в последующие годы [12, 13, 16].

Как было показано на математической модели [14], на стадии демиссии в области сочленения континентальной и океанической коры атлантического типа под действием градиентного литостатического давления происходит перемещение ("перетекание") вещества нижней коры и астеносферного слоя мантии из-под области накопления мощных осадков, что приводит к некоторому утонению слоев земной коры и, за счет этого, к общему опусканию дна бассейна на 12-15 км. Отдельно была рассчитана величина изостатического погружения остывающей литосферы, не превышающая 2-3 км. Участок пассивной окраины континента, примыкающий к борту осадочного бассейна, по этой модели должен испытывать растяжение, что приводит к хрупким деформациям в верхней его коре – появлению системы листрических сбросов и ступенеобразно опущенных вдоль них тектонических блоков (полуграбенов).

На третьей (депрессивной) стадии начинается развиваться общее погружение котловины за счет ослабления процесса растяжения и прекращения декомпрессии, когда температура вещества верхней мантии снижается до первоначального уровня, что приводит к утяжелению литосферы и нарушению установившегося изостатического равновесия. Расчеты показывают, что при толщине коры, не превышающей 20 км, и коэффициенте растяжения менее 2, этот процесс должен вызвать "мгновенное" изостатическое опускание поверхности литосферы (или дна бассейна) не более чем на 0,5-1 км, а также одновременное поднятие поверхности астеносферы. Последнее вызовет возмущение температурного поля в литосфере, которая в дальнейшем продолжает остывать; распределение температуры стремится к первоначальному, поэтому поверхность литосферы опускается (глубина бассейна растет), а поверхность астеносферы принимает первоначальное положение. Остается только неисчезающий эффект – установление итоговой глубины бассейна из-за накоплен-

ного изменения мощности земной коры. Примерная оценка опусканий дна бассейна по этой модели – 4-5 км.

Таким образом, к концу второй (демпсионной) стадии общая глубина бассейна могла бы достигать 8-10 км, причем роль накопившихся осадков, не компенсировавших это прогибание, могла бы оцениваться величиной, составляющей не более половины амплитуды опускания.

По современным представлениям о реологически расслоенной литосфере, в обстановке растяжения механизм опусканий, в областях с "горячей", тонкой литосферой, включает в себя широкое проявление сбросообразования в верхней коре толщиной менее 20 км. Структуры погружений представлены полуграбенами с листрическими сбросами. В средней и нижней коре преобладает латеральное перемещение пластического вещества – его "вытягивание" из-под зоны опускания [17]. Ранее нами обращалось внимание на широкое развитие подобных дислокаций в отложениях среднего-верхнего девона – конседиментационных листрических сбросов и формируемых ими полуграбенов – во внешней части бортовой зоны северного обрамления Прикаспийской впадины, а также ступенеобразных погруженных блоков ("валов" и "прогибов") во внутренней части этой же зоны. Механизм их образования вполне согласуется с теоретической моделью.

О существовании глубоководных условий в среднем палеозое и начале позднего палеозоя в пределах Прикаспийской впадины можно судить по материалам глубоководного бурения на севере и северо-западе внутренней части бортовой зоны, а также по результатам интерпретации геофизических данных (ГСЗ МОГТ в первую очередь). При этом установлено, что сравнительно мелководные и мощные карбонатные и терригенно-карбонатные комплексы внешней периферии бортовой зоны и самой бортовой зоны (палеошельфа и континентального склона) в сторону впадины всегда сокращаются в мощ-

ности, образуя прямые клиноформы, и замещаются относительно маломощными глубоководными отложениями. Терригенный (верейский) комплекс среднего карбона, напротив, от визейско-башкирского рифогенного уступа бортовой зоны внутрь впадины, быстро, на расстоянии 100-150 км, увеличивается в мощности (до 2-3 км), образуя обратные клиноформы. Последние в сторону впадины переходят в глубоководные тонко- и параллельно-слоистые толщи, составляющие основание мощного комплекса заполнения Прикаспийской впадины [18, 30].

Данные бурения ряда глубоких скважин подтверждают эти выводы благодаря открытию среди кремнисто-глинистых и известковисто-кремнисто-глинистых верхнекаменноугольных и нижнепермских пород типичных глубоководных отложений – гемипелагитов, контуритов и дебритов, содержащих переотложенный обломочный материал размытых более древних мелководных образований, в том числе рифогенных карбонатных построек, принадлежащих бортовому уступу. По распределению среди глубоководных осадков грубообломочных дебритов и микститов с переотложенным материалом в ряде мест бортовой зоны выявлены "каньонно-веерные системы" с обширными конусами разноса обломочного материала [19]. Более древние отложения здесь еще не вскрыты, но, видимо, выводы, сделанные для перекрывающих их образований, остаются справедливыми и для трактовки условий накопления осадков в течение остальной части каменноугольного периода и, может быть, значительной части девонского.

Следующая стадия – синколлизийная – оказалась решающей, переломной в развитии тектоно-седиментационных процессов внутри бассейна. В это время он был постепенно и бесповоротно изолирован от обширного океана Палеотетиса в результате "захлопывания" уральской его части и возникновения на его месте орогена. Причле-

нившись на большей части своей длины к пассивной окраине континента (Восточно-Европейского кратона), складчатый пояс Урала в крайней южной своей части (Мугоджары) создал преграду на востоке будущей впадины. Эта преграда сформировалась над зоной субдукции, погружавшейся под формирующийся Уральский ороген и примкнувшую к нему на крайнем юге Устюртскую глыбу. На ее фронте из осадков граувакковой флишоидной формации среднего девона – нижнего карбона была создана мощная аккреционная призма, располагавшаяся над полого погружавшимся на юго-восток глубинным поддвигом коры океанического бассейна будущей Прикаспийской впадины [22]. Ранее образования этой призмы включались в состав Южно-Эмбинского "поднятия" и параллельного ему Тугаракчанского "прогиба" [15].

Индикатором режима субдукции может считаться довольно интенсивный андезиториолитовый вулканизм в пределах смежной Устюртской глыбы, следы которого обнаруживаются благодаря появлению обильной вулканокластики в составе пород граувакковой формации позднего девона и прослеживаются выше, в разрезах скважин на юго-востоке Прикаспийской впадины вплоть до позднеартинского времени в виде прослоев туфов и туфогенных пород. Этот пирокластический материал был накоплен при извержениях вулканов активной окраины Устюртской глыбы (микроконтинента) и лишь частично мог быть переотложен в последующем турбидными потоками.

Другим важным указанием на существование зоны субдукции и унаследовавшей ее зоны коллизии являются результаты исследования латерального ряда каменноугольных формаций, сменяющих друг друга с запада на восток – от глубоководной впадины до континентального склона и шельфа Устюртской материковой глыбы. По разрезам скважин устанавливается на одном геохронном уровне смена типичных глубоководных образований дна Прикаспийской впадины

склоновыми фациями флишеидной формации аккреционной призмы и далее, на восток – мелководными карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями шельфа на краю Устюртской глыбы, с характерными признаками размывов и перерывов в осадконакоплении. При этом важно, что непосредственно выше по разрезу каждой скважины раньше или позже, в зависимости от ее нынешнего местоположения, наблюдается смена отмеченных типов отложений более мелководными. Таким образом, обнаруживается сдвиг в восточном направлении однотипных латеральных рядов формаций, представленных все более молодыми образованиями, что, возможно, вызвано общим дрейфом дна Прикаспийского бассейна на восток – юго-восток, в сторону Устюрта [22].

Исходя из приведенных фактов и соображений, можно считать, что механизм процесса сближения и последующего столкновения океанической литосферы Прикаспийского бассейна с Устюртской континентальной глыбой (микроплитой) был субдукционным. Перед зоной поглощения литосферная плита Прикаспийского бассейна испытывала флексурный изгиб с образованием вала, параллельного фронту субдукции. На своде вала возникали крупные карбонатные платформы, которые, постепенно приближаясь к зоне субдукции, ее, в конце концов, заклинивали, оказывая тормозящее воздействие на процесс субдукции. Наиболее поздние из этих платформ ($C_3 - P_1$ – возраста) пристыковывались к комплексу аккреционной призмы, чередуясь с клиноформами, образованными раннепермской молассой. Вместе они создали внешнее "ограждение" изостатически приподнятого края Устюртской глыбы и таким образом завершили замыкание морского бассейна Прикаспия на востоке и юго-востоке.

Несколько по иному развивалась коллизия на южной окраине будущей Прикаспийской впадины, где произошло ее сближение с Северо-Кавказским герцинским орогеном, позднее стабилизированным в виде Скиф-

ской плиты. Процесс коллизии протекал здесь медленно, в течение длительного времени, начавшись где-то в позднепермскую эпоху и закончившись в позднем триасе, что позволяет, по крайней мере, частично, отнести эти движения к раннекиммерийским. Основные перемещения в верхней части земной коры и, в первую очередь, в плитном чехле происходили с юга на север вдоль надвигов, в результате чего была создана своеобразная складчато-надвиговая система кряжа Карпинского. Она в своей тыловой части, вместе с прилегающим с юга Манычским прогибом, маскирует глубинную Манычскую структуру, разделяющую земную кору Прикаспийской впадины и Скифской плиты.

Однако коллизия на южных и восточных рубежах будущей Прикаспийской впадины оказалась незавершенной, не приведя к созданию крупного орогена, в виду причин, обусловленных геометрией пассивной окраины Восточно-Европейского кратона. Ее очертания унаследованы от возникшего здесь в начале позднего рифея тройного рифтового сочленения и характеризуются входящим углом порядка 120° , обращенным вершиной внутрь кратона, там, где располагается юго-восточное окончание Пачелмского авлакогена. Крайние – южный и восточный – выступы окраины, вместе с Устюртской глыбой, защитили будущую впадину от дальнейшего сокращения ее территории в ходе субдукции, приняв на себя напряжения последующего сжатия. Именно поэтому внутри впадины и на ее северной и западной бортовых зонах не были созданы структуры сжатия, характерные для передовых прогибов, и, наоборот, сохранились структуры конседиментационные – сбросы, грабены и горсты, надразломные флексуры, валы и многие другие. Лишь на восточной границе впадины, во внутренней части бортовой зоны, от Актюбинского Предуралья до Южно-Эмбинского "поднятия", в осадочном комплексе верхнего палеозоя прослеживаются линейные дислокации, среди которых встречаются типичные надвиги и склад-

ки антиклинального и взбросо-антиклинального типа. Они как бы продолжают к югу зону дислокаций Предуральского краевого прогиба. Таким образом, в результате коллизионных событий на юге, юго-востоке и востоке региона возникла новая тектоническая и геодинамическая ситуация: впервые была образована изолированная субокеаническая область с консолидированным обрамлением, которая продолжала развитие как зона обширных погружений, но уже в условиях тектонического режима континента. С этого времени можно говорить о существовании Прикаспийской впадины, в пределах которой, в результате погружения, в целом компенсированного седиментацией, создается глубокий осадочный бассейн постгерцинского возраста.

Индикаторами коллизионной стадии развития Прикаспийской впадины могут являться отложения формаций, характерных для аккреционных призм (на юго-востоке впадины), молассовых формаций сопряженных прогибов (на ее юге и юго-востоке), и, наконец, эвапоритовая формация кунгурского яруса нижней перми внутри впадины и в пределах ее бортовой зоны. Накопление последней формации можно рассматривать как заключительный эпизод коллизии, иллюстрирующий ее тектонические условия и, тем самым, позволяющий выбрать соответствующую геодинамическую модель формирования "солеродного" бассейна. Здесь важно учитывать, что в пределах шельфа и континентального склона внешнего обрамления впадины на ее северо-западе и севере установлено прислонение эвапоритов к подстилающим образованиям морских шельфовых и склоновых формаций. Эвапориты здесь (в ненарушенных диапиризмах разрезах) имеют сравнительно малую мощность, переслаиваются с мелководными терригенными отложениями и, очевидно, сами возникли в мелководных условиях. Однако в центральной части впадины они отличаются значительной мощностью (до 3-4 км в первичном залегании)

и залегают на морских глубоководных отложениях нижней перми.

Можно предполагать, что накопление эвапоритовой формации в Прикаспийской впадине началось в глубоководных условиях и развивалось затем, компенсируя изостатическое погружение, расширявшее свою территорию за счет вовлечения в область опускания прибортовых и бортовых зон впадины. Такому прогрессирующему погружению способствовало и снятие напряжений бокового давления, развивавшегося при коллизии. В связи с изложенным нельзя не отметить поразительное сходство строения и условий формирования кунгурской формации Прикаспийской впадины и мессинской эвапоритовой толщи глубоких впадин Средиземного моря, на что уже обращалось внимание [28].

К началу позднепермской эпохи установились сначала мелководные морские, а затем наземные условия осадконакопления, сопровождавшего медленное погружение впадины. В дальнейшем в пределах впадины развивались медленные и малоамплитудные опускания, компенсировавшиеся накоплением наземных и мелководных морских отложений. Уже к середине триасового периода была достигнута компенсация ранее существовавших во впадине глубин, и таким образом был создан так называемый "комплекс заполнения впадины". Соответствующая стадия развития впадины названа нами постколлизионной компенсационной. Ее история также была чрезвычайно интересной и в первую очередь благодаря развитию соляного диапиризма и связанных с ним дислокаций.

Таким образом, Прикаспийская впадина прошла сложный и длительный путь развития, в течение которого неоднократно менялись геодинамические обстановки, что приводило к формированию соответствующих структур и осадочных комплексов. В начальные стадии (рифтогенную и спредингово-океаническую) она приобрела свои, близкие к современным, очертания на запа-

де, северо-западе и севере благодаря формированию пассивной окраины континента (Восточно-Европейского кратона). Ее фундаментом стала новообразованная океаническая кора, созданная в результате наращивания в спрединговом океаническом бассейне. В дальнейшем, после появления в раннем палеозое Уральского палеоокеана и его ранних структур – островных вулканических дуг, эта часть океанического пространства стала принадлежать задуговому окраинному морю.

Последующее развитие впадины (на ранних стадиях) характеризуется режимом быстрой демиссии, лишь частично восполняемой аккумуляцией осадков. Тем не менее, в северо-западной и центральной частях бассейна, напротив "раструба" Пачелмского авлакогена, была накоплена огромная по мощности и площади распространения осадочная призма позднего рифея – венда. В раннем и среднем палеозое сохранялся демиссионный режим, приведший к созданию полуизолированной депрессии – впадины, в центральной части которой продолжалось погружение, некомпенсированное глубоко-водными осадками. Это погружение захватывало и пассивную континентальную окраину благодаря развитию явлений гравитационного "расползания" вдоль листрических сбросов, в условиях флексурного изгиба литосферной плиты, под нарастающей нагрузкой осадков в прилегающей части впадины. В периферической зоне (континентальный склон) накапливались терригенно-карбонатные осадки значительной мощности, а в прибортовой зоне (примыкающей к шельфу) – образования карбонатных построек вдоль береговых рифов. У восточной и южной границ Прикаспийского бассейна, субдукционных по своей природе, в среднем палеозое, на возникающих перед зоной поглощения валлообразных поднятиях дна, создавались крупные карбонатные платформы.

Произошедшая в позднем палеозое коллизия с Уральским и Северо-Кавказским

орогенами, включавшими в себя также осколки докембрийских кратонов (Мугоджарский и Устюртский микроконтиненты), привела к полной изоляции Прикаспийской впадины и ликвидации морского бассейна в ее пределах. После снятия напряжений сжатия включился механизм изостатической компенсации, что привело в дальнейшем к инверсии тектонического режима и переходу на плитный путь развития. Именно с этого времени (на рубеже триаса и юры) Прикаспийская впадина может рассматриваться как часть Восточно-Европейской платформы ("встроенная" в нее). Накопленный в Прикаспийской впадине огромный осадочный комплекс характеризует ее как длительно развивавшийся глубокий осадочный бассейн, сформировавшийся на океанической (субокеанической) коре и прошедший несколько стадий развития.

Характерными для эволюции осадочного бассейна Прикаспийской впадины являются следующие черты:

1) опускание фундамента бассейна было лишь частично вызвано нагрузкой осадков, так как обнаружена компонента величины погружения, независимая от скорости поступления осадков и определяемая изостатической реакцией расслоенной литосферы на градиентное литостатическое давление, что вызывает кинематическое растяжение;

2) тектоническое погружение в течение длительного времени имеет экспоненциальный характер;

3) лишь на рифтовой стадии скорости вертикальных движений были гораздо больше характерных скоростей экспоненциального опускания;

4) скорости седиментации ни в коей мере не являются характеристикой скоростей вертикальных движений на ранних стадиях (рифтогенной и демиссионной), что определяет условия некомпенсированного опускания, и лишь на стадии синколлизионной изоляции они близки к ним, что соответствует условиям компенсации. Но уже на поздней стадии заполнения бассейна ско-

рости седиментации могли резко превзойти скорости опускания.

В заключение отметим, что на ранних стадиях своего развития эпигерцинская Прикаспийская впадина и ее средне-верхнепалеозойский осадочный бассейн вполне сравнимы с мезозойско-кайнозойскими рифтогенными осадочными бассейнами современных пассивных континентальных окраин, интенсивно изучаемых в связи с их нефтегазоносностью [27]. Многие из них также возникли на базе тройных сочленений рифтов. В формировании структур окраин глубоководных впадин существенную роль играли листрические разломы. Для этих молодых субокеанических осадочных бассейнов характерно развитие транзитных систем – каньонов и разветвленных каналов, начинающихся от бровки шельфа и спускающихся до подножия континентального склона. Они, как правило, заполнены песчано-алевритовыми отложениями. Далее и глубже эти каналы "пронизывают глинистые толщи и вместе с ними образуют морские глубоководные фены" [27], являющиеся продолжением подводных дельт. Например, в разрезе миоцен-олигоценового фена, расположенного напротив устья реки Конго, среди глинистых отложений зафиксированы многочисленные песчаные линзы, которые принадлежат густой сети глубоководных каналов. К этим каналам приурочены литологические ловушки и нефтегазоносные структуры. Вполне допустимо предположение, что подобные образования возникали в процессе формирования Прикаспийской впадины и ее бортовой зоны в позднем палеозое, когда происходило интенсивное заполнение ее терригенными осадками.

Единственным серьезным отличием Прикаспийской впадины от молодых ее аналогов является место, которое занимают эва-

поритовые комплексы в их стратиграфических последовательностях. Непосредственно пострифтогенные, подстилающие карбонатные формации в мезозойско-кайнозойских бассейнах, эти комплексы находятся почти в основании общего разреза. Последующие деформации и галокинез привели к открытию сообщения через диапировые "соляные окна" нижнего рифтогенного комплекса с верхними горизонтами осадочного бассейна. В случае Прикаспийской впадины мы видим, что появление эвапоритового комплекса знаменует не начало, а завершение ее формирования. Впрочем, ничто не препятствует предположению о возможном развитии эвапоритов и на ранних стадиях эволюции Прикаспийской впадины: о ее глубоких недрах мы практически ничего не знаем наверняка. Возможно, что отмеченное различие лишь подчеркивает степень завершенности развития глубоких осадочных бассейнов рифтогенной природы.

Рассмотренный материал позволяет увидеть действенность применения методов геодинамического анализа для решения проблем региональной палеотектоники. Дальнейшее их использование должно быть направлено на создание конкретных геодинамических моделей формирования локальных тектонических структур, происхождение которых еще требует изучения, особенно в западной и северной внешней бортовой зоне и внутренней прибортовой зоне Прикаспийской впадины. Также весьма интригующими являются возможности применения методов геодинамического анализа для выяснения глубинного строения и происхождения центральной части Прикаспийской впадины, все более привлекающей внимание исследователей и практиков своими перспективами в отношении ресурсов углеводородов.

Л и т е р а т у р а

1. Артющков Е.В. Геодинамика. – М.: Наука, 1979.
2. Артющков Е.В. Физическая тектоника. – М.: Наука, 1993.

3. Грачёв А.Ф. Рифтовые зоны Земли. – Ленинград: Недра, 1977.
4. Воронин Н.И. Палеотектонические критерии прогноза и поиска залежей нефти и газа (на примере Прикаспийской впадины и прилегающих районов Скифско-Туранской платформы). – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999.
5. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности ордовикских отложений Оренбургского вала /В.С. Дубинин, Г.В. Леонов, И.А. Богущ [и др.] //Недра Поволжья и Прикаспия. – 1994. – Вып.6. – С.9-16.
6. Замарёнов А.К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. – Ленинград: Недра, 1970.
7. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала //Доклады Президиуму УНЦ АН СССР. Препринт. – Свердловск, 1984.
8. История развития Уральского палеоокеана. – М.: Институт океанологии АН СССР. – 1984.
9. Клещёв К.А., Петров А.И., Шеин В.С. Геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа. – М.: Недра. – 1995.
10. Кориневский В.Г. Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала //Автореф. докт. дис. – М., 1988.
11. Кучерук Е.В., Алиева Е.Р. Эволюция осадочных бассейнов и условия их нефтегазоносности на стадии перехода от пассивной окраины к передовому прогибу //Геология нефти и газа. – 1985. – № 12. – С.4-11.
12. Лобковский Л.И. Двухъярусная тектоника плит – геодинамические и геолого-гефизические следствия //Геология история территории СССР и тектоника плит. – М.: Наука, 1989. – С.121-135.
13. Механизмы погружения коры и образование осадочных бассейнов /Л.И. Лобковский, А.Т. Исмаил-Заде, Б.М. Наймарк [и др.] //Доклады РАН. – 1993. – Т.330. – № 2. – С.256-260.
14. Михайлов В.О. Математическая модель образования осадочных бассейнов на континентальных окраинах атлантического типа //Строение и динамика зон перехода от континента к океану. – М.: Наука, 1986. – С.167-171.
15. Неволин Н.В. Актюбинско-Астраханская зона поднятий – крупнейший погребенный тектонический элемент Прикаспийской впадины //Вопросы теории поисков и разведки нефти и газа. – М., 1979. – С.48-61.
16. Никишин А.М. Тектоника, геодинамика и палеообстановки формирования осадочных бассейнов //Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. – М., 1999. – С.331-493.
17. Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинно-плитные процессы. – М.: изд-во МГУ, 2002.
18. Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки) //Труды ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1984. – Вып.388.
19. Писаренко Ю.А., Кривонос В.Н. Критический анализ депрессионной и инверсионной моделей Прикаспийской впадины //Недра Поволжья и Прикаспия. – 1995. – Вып.9. – С.3-10.
20. Пучков В.Н., Иванов К.С. Первые сведения о вулканогенно-кремнистых толщах ордовика на востоке Урала //Доклады АН СССР. – 1985. – Т.285. – № 4. – С.966-970.
21. Рихтер Я.А. Палеозойский вулканизм и геодинамика Южного Урала: автореф. дис. на соиск. учен. степени д-ра геол.-минерал. наук. – Свердловск, 1989.
22. Рихтер Я.А. О коллизионной природе структур юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины //Труды НИИ геологии Саратов. ун-та. Нов. сер. – Т.6. – 2000. – С.5-15.
23. Рихтер Я.А. Палеозойский вулканизм и геодинамика Южного Урала. – Саратов: изд-во Саратов. ун-та, 2008.
24. Седиментационные модели подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины /под ред. А.К. Замарёнова, М.Г. Шебалдина [и др.]. – М.: Недра, 1986.
25. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. – М.: Наука, 1974.
26. Фёдоров Д.Л. Формации и нефтегазоносность подсолевого палеозоя окраинных впадин Европейской платформы. – М.: Недра, 1979.

27. Хаин В.Е., Полякова И.Д. Нефтегазоносность глубоководных и ультраглубоководных зон континентальных окраин //Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 6. – С.610-621.
28. Шлезингер А.Е. О глубинах Средиземноморского мессинского (позднемиоценового) бассейна с позиций структурного анализа //Геотектоника. – 1982. – № 2. – С.95-99.
29. Яцкевич С.В. Формационная характеристика осадочного чехла нижнего палеозоя юго-востока Русской плиты //Недра Поволжья и Прикаспия. – 1996. – Вып.11. – С.19-27.
30. Яцкевич С.В., Мамулина В.Д. Критика инверсионной и абразионной моделей строения бортовой зоны Прикаспийской мегавпадины //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2002. – Вып.31. – С.69-82.
31. Hellinger S.J., Sclater J.G. Some comments on the layer extensional models for the evolution of sedimentary basins //J. Geophys. Res. B. – 1983. – V.88. – № 10. – P.8251-8270.
32. McKenzie D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins //Earth and Planet. Sci. Lett. – 1978. – V.40. – P.25-32.
33. Sclater J.G., Francheteau J. The implications of terrestrial heatflow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth //Geophys. J. – 1970. – V.20. – P.509-542.
34. Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Convection in a mantle with variable physical properties //J. Geophys. Res. 1969. – V.74. – P.1458-1468.
35. Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics than extending orogen //Nature. – 1981. – V.291. – P.645-648.
36. Wernicke B. Uniform sense simple shear of the continental lithosphere //Canadian J. Earth. Sci. – 1985. – V.22. – P.108-125.

УДК 553.52:551.736 (470.4/.5)

ПЕРМСКИЙ ЭТАП СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

**© 2010 г. Ю.А. Писаренко, О.П. Гончаренко, В.Ю. Писаренко, О.С. Кириенко
ФГУП "Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики"**

В раннее опубликованной нами работе [8] рассматривались особенности пермского этапа соленакопления на территории северного, северо-западного обрамления Прикаспийской впадины и в Предуральском прогибе. Исследования опирались на анализе изменения мощности и литолого-фациального состава отдельных ритмостратиграфических подразделений соленосной толщи, что позволило выявить особенности седиментации на каждом конкретном этапе и проследить тенденции в целом в период пермского соленакопления. В данной работе сделана попытка восстановить условия пермского осадконакопления на территории Прикаспийской впадины, увязав их с выяв-

ленными особенностями соленакопления в ее обрамлении и, тем самым, создать единую модель. Предполагается, что строение соленосного разреза на территории Прикаспийской впадины и ее обрамления должно, с одной стороны, генетически связанным общей этапностью и направленностью процессов соленакопления, с другой – отличаться своей спецификой (строением фациальных рядов, возможным смещением процессов соленакопления во времени и пространстве).

Для создания согласованной модели пермского соленакопления необходимо провести ритмостратиграфическое сопоставление соленосных разрезов Прикаспийской