

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФГБОУ ВО «Саратовский национальный исследовательский государственный
университет имени Н.Г. Чернышевского»

На правах рукописи

КУХТИНОВ ПАВЕЛ ДМИТРИЕВИЧ

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОДСОЛЕВЫХ НИЖНЕПЕРМСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПОИСКА СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ**

Специальность 25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Гончаренко Ольга Павловна

Саратов – 2016

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. История развития представлений о строении Прикаспийской впадины ...	8
2. Стратиграфическая структура и условия залегания подсолевых нижнепермских отложений в Прикаспийской впадине	34
3. Раннепермские карбонатные платформы Прикаспийской впадины	67
4. Орогенные и осадочно-олистоостромовые комплексы прибортовых зон и их глубоководные (бассейновые) аналоги	82
5. Нижнепермские глубоководные отложения впадины как возможные объекты нефтегазовой геологии	111
Заключение	129
Перечень символов и условных обозначений	132
Список литературы.....	133
Список рисунков	154
Список приложений	157

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Прикаспийская впадина (ПВ) является крупнейшей нефтегазоносной провинцией. Одним из основных объектов, представляющих практический интерес, является мощный комплекс подсолевых разнофациальных отложений верхнего палеозоя, включающий нижний отдел перми, рассматриваемый в данной работе. Известно, что успешность поисково-разведочных работ немыслима без надежной стратиграфической основы. Принятая в 1990 г. региональная (унифицированная) схема стратиграфии перми устарела, обновленный вариант ее находится в стадии разработки, но при этом ее действие будет ограничено только российской частью территории впадины. Кроме того решение актуальной проблемы стратиграфического расчленения и корреляции разрезов этого обширного региона существенно осложняется закрытостью информации. Другой актуальной темой, рассматриваемой в работе, является оценка перспектив нефтегазоносности глубоководных образований, прежде всего конусов выноса гравитационного происхождения, широко распространенных в пределах внешнего края шельфа и склона древнего палеобассейна.

Цель работы. На основе анализа имеющихся фактических данных произвести районирование территории по типам разрезов, подготовить схему сопоставления разрезов подсолевых нижнепермских разнофациальных отложений ПВ и дать общую оценку состояния и перспектив их нефтегазоносности с акцентом на глубоководные осадочно-олигостромовые образования гравитационного происхождения.

Основные задачи исследований. Для достижения поставленной цели были поставлены следующие задачи:

- собрать и всесторонне исследовать фактический материал и критерии, положенные в основу стратиграфического расчленения и корреляции разрезов разнофациальных отложений нижней перми, подготовить схему районирования и схему сопоставления нижнепермских отложений субрегиона, изучить данные по границе карбона и перми в прибортовых зонах ПВ, что имеет принципиальное значение для геологических реконструкций;

- произвести типизацию геологических тел южной перми, сложенных разно-фациальными отложениями, и областей их распространения в пределах ПВ по формационным и литогеодинамическим критериям;

- собрать, проанализировать и обобщить имеющиеся данные по коллекторским свойствам глубоководных отложений, результатам испытаний скважин, возможным ловушкам углеводородов для оценки перспектив нефтегазоносности, прежде всего, осадочно-олигостромовых образований.

Научная новизна. Автором подготовлена схема районирования подсолевых нижнепермских отложений, объединяющая 12 структурно-фациальных зон ПВ, и схема сопоставления разрезов, в которой фигурируют подразделения региональной (горизонты, зоны) и местной (серии, свиты) шкал, в том числе впервые выделенная айдаралыашская серия. Подтверждено, что так называемое предпермское региональное несогласие фактически отсутствует в бортовой и внешней прибортовой зонах, а наличие его на некоторых участках внутренней прибортовой зоны (внешнего края шельфа и склона) не связано с тектонической инверсией впадины или падением уровня моря в ранней перми, а имеет седиментационную природу.

В целом описываемые разрезы нижней перми ПВ отнесены к пяти крупным пространственно сопряженным геологическим телам или комплексам: впервые выделенным карбонатным платформам клиновидного и линейного типов, формирование которых связано с мелководными шельфами, развитыми соответственно на пассивной прогибающейся окраине Восточно-Европейской платформы и на активной окраине формирующегося герцинского орогена и примыкающих более древних террейнов; преимущественно терригенным комплексам восточных и юго-западных районов впадины, рассматриваемым как типичные орогенные образования, заполняющие мелководные шельфы в виде дельт на первом уровне седиментации (река-море); осадочно-олигостромовым толщам – глубоководным конусам выноса на втором уровне седиментации, развитым на внешнем крае шельфа и континентальном склоне почти на всем их протяжении в форме тороида; гемипелагическим кремнисто-глинисто-карбонатным отложениям в центральной части впадины.

Подтверждается, что глубокоководные образования, прежде всего осадочно-олистостромовые толщи глубокоководных конусов выноса, при наличии разрывных нарушений и зон разуплотнения могут содержать промышленные скопления углеводородов, имеющие трещинно-жильную форму.

Практическая ценность. Подготовленная схема сопоставления подсолевых нижнепермских разнофациальных отложений ПВ может быть использована в практической деятельности геологических структур России и Казахстана. Выводы, полученные при анализе данных по нефтегазоносности глубокоководных конусов выноса, могут представить интерес для потенциальных инвесторов.

Апробация работы. Основные положения диссертации докладывались на научной конференции НИИ геологии и геологического факультета СГУ (Саратов, СГУ, 1997, 1998), региональном совещании «Основные задачи и направление региональных геолого-геофизических работ в Поволжско-Прикаспийском регионе» (Саратов, НВ НИИГГ, 1999), научно-практической конференции «Петрофизические исследования при поисках, разведке и разработке месторождений нефти и газа» (Москва, ВНИГНИ, 1998), IX Всероссийской палинологической конференции (Москва, ИГиРГИ, 1999), четвертой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология – итоги XX века» (Москва, МГУ, 2000), Всероссийской научной конференции «Геология Русской плиты и сопредельных территорий на рубеже веков» (Саратов, СГУ, 2000), первой региональной научно-практической конференции «Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия» (Саратов, НВ НИИГГ, 2001), всероссийской научно-практической конференции «Геологические науки – 2014» (Саратов, СГУ, 2014), третьей Всероссийской научной конференции «Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии» (Саратов, СГТУ, 2016).

Публикации работы. По вопросам, затронутым в диссертации, опубликовано 20 научных работ и получен 1 патент.

Фактический материал для исследований получен автором во время работы в НВ НИИГГ, ПГО «Нижеволжскгеология», ООО «Богородскнефть» при от-

боре, визуальном описании, подготовке к различным видам анализов кернового материала из разрезов десятков скважин, пробуренных на площадях восточной (Восточный Тортколь, Акжар, Акжар-Кенкияк, Каратобе, Куантай, Кожасай, Северный Киндысай и др.), северной (Карачаганак, Долинская, Бурлинская, Гремячинская, Токаревская, Каменская, Кутяковская и др.), западной (Черная Падина, Солнечная, Тимофеевская, Алтатинская, Ерусланская, Южно-Дьяковская, Упрямовская, Ахтубинская, Тимонинская, Муравлинская, Краснокутская, Ждановская и др.) и южной (Кайран, Арман и др.) прибортовых зон ПВ, сбора и формирования массива данных по всем видам исследований на бумажных и электронных носителях. В условиях закрытости информации большое внимание уделено сбору и анализу данных, имеющихся в печатных источниках. Работа выполнялась при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках госзадания №1757 в сфере научной деятельности.

Основные защищаемые положения

1) Составлены схема районирования и схема сопоставления подсолевых нижнепермских отложений ПВ, которые отражают современное состояние их изученности и могут быть использованы в практической деятельности геологических служб России и Казахстана и при подготовке обновленной субрегиональной унифицированной схемы.

2) Нижнепермские подсолевые отложения ПВ представлены пятью крупными пространственно сопряженными литологическими комплексами (геологическими телами), формирование которых происходило в различной палеогеографической и геодинамической обстановке:

- а) карбонатной платформой клиновидного типа;
- б) карбонатной платформой линейного типа;
- в) орогенными молассово-флишоидными комплексами;
- г) осадочно-олигостромовыми образованиями глубоководных конусов выноса;
- д) бассейновыми кремнисто-глинисто-карбонатными формациями.

3) Отложения глубокоководных конусов выноса следует рассматривать как потенциально нефтегазоносные объекты. При наличии разрывных нарушений и зон разуплотнения промышленные скопления углеводородов могут приобретать нетрадиционную трещинно-жильную форму.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав, заключения, и списка использованных литературных источников, включающего 179 наименований. Работа изложена на 157 страницах машинописного текста, содержит 37 рисунков и 1 приложение.

Благодарности. Автор глубоко благодарен коллективу отдела стратиграфии, литологии и геохимии Нижне-Волжского НИИ геологии и геофизики, особенно д.г.-м.н. Ю.А. Писаренко, кандидатам г.-м.н. Т.А.Югаю, В.Б. Щеглову, С.В. Яцкевичу, В.А. Мусатову, которые всегда охотно делились своим опытом и знаниями в области исследований горных пород и геологического строения Прикаспийского региона и смежных территорий. Особую признательность автор выражает руководителю работы д.г.-м.н., проф. Ольге Павловне Гончаренко.

1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Прикаспийская впадина (ПВ) является крупнейшей нефтегазоносной провинцией на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП), поэтому анализ развития представлений о ее строении вызывает естественный интерес (Рисунок 1.1).

Геологические наблюдения на территории Прикаспийской впадины начались, вероятно, еще в XVIII веке и продолжались эпизодически в XIX-ом (И.Б. Ауэрбах, Н.П. Барбот-де-Марни), однако определенные общие представления о тектоническом строении этой области ВЕП начали формироваться много позже – в веке XX-ом. Многие видные отечественные геологи – И.В. Мушкетов, А.П. Карпинский, А.П. Павлов, Н.Н. Андрусов, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский и др., рассматривая тектонику платформы, в той или иной мере затрагивали эту, весьма своеобразную, юго-восточную ее часть. Еще в 1923 г. А.Д. Архангельский изложил представления о структуре юго-востока платформы, где им был выделен ряд крупных элементов, в том числе ПВ, расположенная в междуречье Волги и Урала. Восточным ограничением платформы являлась, по его мнению, Урало-Тяньшанская складчатая дуга. Несколько позднее с учетом геофизических данных он пришел к выводу о том, что складчатая система Донбасса под покровом молодых отложений продолжается на восток и соединяется с Уралом, образуя единую систему герцинских образований [1]. При этом на юго-востоке платформы особо выделяется ПВ, имеющая уже почти современные очертания.

Поверхностные наблюдения позволяли получить информацию о строении верхнего – надсолевого комплекса, об отдельных солянокупольных структурах, и давали некоторые основания для заключений о возможной зависимости строения надсолевого, солевого и подсолевого комплексов, заполняющих ПВ. О подсолевом комплексе можно было судить лишь на основании данных по обрамлению впадины, где соответствующие отложения подходят близко к дневной

поверхности, а местами на нее выходят. В работах А.Н. Розанова, П.Л. Безрукова, П.И. Климова, В.Е. Руженцева, А.А. Богданова, И.И. Кожевникова, С.П. Козленко,

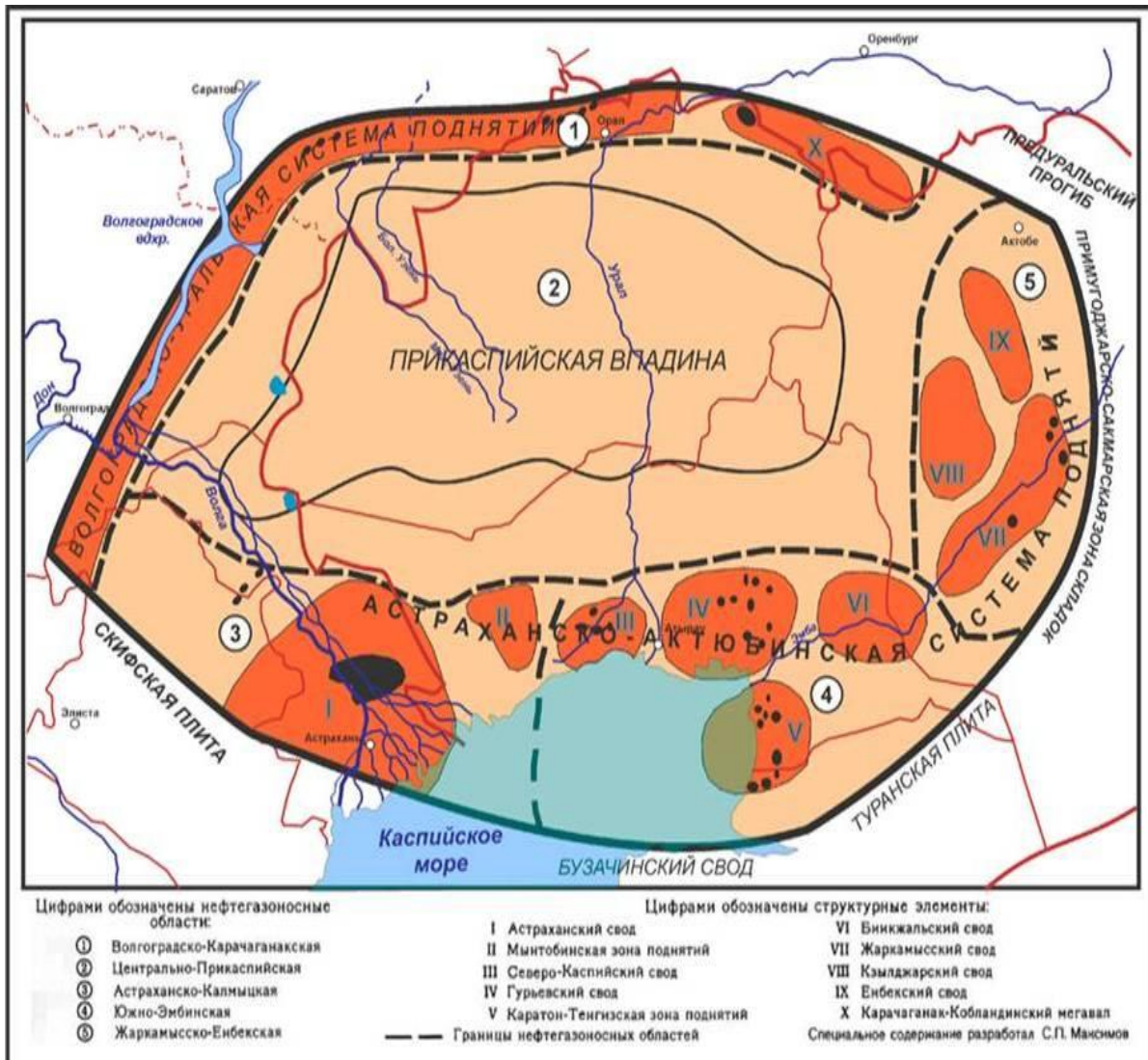


Рисунок 1.1 – Обзорная карта Прикаспийской нефтегазоносной провинции

Н.А. Никоновой и др. можно найти примеры освещения некоторых частных вопросов, касающихся вопросов строения палеозойских образований, в том числе о границах ПВ. Так, северная граница ими определялась по выходам мезозойских и верхнепермских красноцветных отложений, слои которых флексуобразно погружались в сторону впадины. Также был выявлен региональный Жадовский уступ и региональный Токаревский сброс с опущенным южным крылом и линейным расположением соляных куполов к югу от уступа.

В пятидесятых годах прошлого века предпринимались попытки создания общих моделей тектонического строения ПВ (Н.В. Неволин, Н.А. Калинин, М.П.

Казаков, М.М. Чарыгин), уточнялись границы впадины соотношения ее со смежными структурами (А.Л. Яншин, Р.Г. Гарецкий и др.), исследовались связи соляных куполов с разрывными нарушениями (В.С. Журавлев, Ю.Я. Кузьмин и др.).

Отмечалось, что ПВ представляет собой одну из наиболее глубоких и обширных депрессий РП, ограниченную с запада зоной Доно-Медведицких и Саратовских дислокаций, с севера – поднятием Общего Сырта, с востока – складчатыми сооружениями Урала и Мугоджар, с юга и юго-востока – погребенными герцинидами. Она отчетливо выделяется как область пониженного рельефа и характеризуется интенсивным проявлением солянокупольной тектоники. Вдоль герцинид Урала и на западе фиксируются разрывы и флексуобразные изгибы.

Большой интерес вызвал вывод М.М. Грачевского [2] о наличии вдоль бортового уступа ПВ палеозойских рифовых построек, окружающих глубоководный бассейн. В это же время академик А.Л. Яншин [3] на основании анализа соленосных толщ кунгура пришел к выводу о формировании их в глубоководных условиях.

Рассматривая тектонику Предкавказья, М.Ф. Мирчинк и др. [4]), Н.Ю. Успенская, Ю.А. Судариков [5] отметили сочленение этой эпигерцинской плиты с РП по шву или поясу глубинных разломов. По данным В.С. Журавлева [6], осложняющий восточную часть ПВ Хобдинский разлом рифейского возраста был краевым швом РП, и он же ограничивал развитие Предуральского краевого прогиба к югу.

Анализируя новые геолого-геофизические материалы, П.Я. Авров и др. [7] отмечают, что полого залегающие толщи палеозоя восточной и юго-восточной частей ПВ ограничиваются региональным погребенным тектоническим швом, протягивающимся от ст. Изембет вдоль западного Примугоджарья до берегов Каспийского моря, причем никаких признаков наличия краевого прогиба здесь нет, а линейные складки Актюбинского Приуралья прослеживаются только до широты ст. Кандагач. Ими же отмечена одна интересная особенность в

соотношении подсолевых и соленосных толщ палеозоя: к периферии ПВ (с запада на восток) отложения кунгура срезают все более древние подсолевые горизонты, вплоть до нижнего карбона. В статье М.С. Арабаджи и др. [8] рассматривается эта же территория. На основе формационно-фациального анализа разрезов они приходят к выводу о том, что Уральский передовой прогиб продолжается в пределы ПВ.

Сейсмическими наблюдениями КМПВ прослежены четыре сейсмические поверхности, характеризующиеся резким изменением скорости распространения продольных упругих волн. По Н.В. Неволину [9] первая и четвертая поверхности идентифицируются соответственно с кровлей фундамента и подошвой земной коры или поверхностью Мохоровичича. Две другие прослеживаются недостаточно отчетливо. В центральной части ПВ. поверхность Мохо залегает почти горизонтально на глубинах 38-42 км. Кровля фундамента залегает в районе Хобдинского максимума на глубине 14 км, затем ступенчато воздымается в северном и южном направлениях. Сравнение данных с материалами по Волго-Уральской и Воронежской антеклизам позволило идентифицировать вторую поверхность с кровлей базальтового слоя. В этом случае мощность его в районах Хобдинского и Аралсорского максимумов силы тяжести достигает 20-22 км, увеличиваясь в северном обрамлении ПВ до 30 км и уменьшаясь на восточном склоне Воронежской антеклизы до 17 км. При этом мощность гранитного слоя в центральной части ПВ составляет всего 2,5-3,0 км, увеличиваясь в северном направлении. Общая мощность земной коры (с осадочным чехлом) в ПВ достигает 40-42 км. Автор со ссылкой на других исследователей предполагает, что осадочный чехол ПВ относится к платформенному типу, причем наиболее древние доэйфельские отложения (доэйфельский структурный ярус) локализуются в тектонических депрессиях кристаллического фундамента.

В работе В.П. Аврова [10] говорится о блоковом строении фундамента восточной окраины ПВ, о наличии хорошо выраженных кольцевых разломов с амплитудой до 1000-1500 м. Фундамент погружается к центральным районам, при этом одновременно выделяются выступы (горсты) и депрессии (грабены).

Наиболее отчетливо выступы наблюдаются в пределах Кенкияк-Жанатанского блока. Блоковое строение оказывало большое влияние на распределение мощностей подсолевых палеозойских отложений.

В пределах северной бортовой зоны ПВ главным элементом является, по Р.Б Сейфуль-Мулюкову и А.Б. Чепелюгину [11], основной уступ, по которому произошло смещение поверхности фундамента на 1500-2000 м и поверхности подсолевого палеозоя на 2000 м. Смещение произошло в позднепермское и триасовое время, что доказывается резким возрастанием мощности синхронных отложений. Основное прогибание ПВ происходило по серии параллельных разломов фундамента субширотного и северо-восточного направления. Во внутренней части впадины предполагается развитие системы поднятий, приуроченных к ступеням фундамента.

По-видимому, аналогичные структуры получили развитие на востоке Пв, где В.П. Кан и Б.С. Тасыбаев [12] отметили наличие крупной зоны поднятий фундамента (250 x 40-80 км) с двумя вершинами – Кенкиякской и Каратобинской. В восточном направлении фундамент погружается до 8 км и ограничивается системой субмеридиональных разломов. На запад по горизонту Π_2 наблюдается крутая флексура с уменьшением мощности досреднекаменноугольных отложений до 0,4-0,6 км против 1,6-1,8 км в своде. Это явление связывается ими с некомпенсированным погружением бассейна.

Большой интерес представляет работа В.С. Журавлева [13] по сравнительному анализу тектоники краугольных или экзогональных впадин Европейской платформы – Прикаспийской, Печорской и Североморской. Автор считал, что термин «Европейская» более точно определяет географическое положение платформы, чем Русская или даже Восточно-Европейская. В пределах юго-восточного внешнего угла платформы находится Прикаспийская экзогональная впадина, южная часть которой скрыта под водами Каспийского моря, а внутренними ограничениями являются погребенные разломы – Жадовский на севере и Заволжский на западе. Разлом северо-западного ограничения Южно-Эмбенского сквозного авлакогена следует принимать за юго-восточную границу

платформы и ПВ. Он также отмечал, что во внутренних районах ПВ, тяготеющих к зонам региональных гравитационных максимумов, появляются значительные по площади окна «базальтового» слоя, обусловленные практически полной переработкой «гранитного» слоя. В ПВ наблюдается крайне резкое (до 20-23 км) погружение фундамента платформы, наиболее существенное утонение (до 6-9 км) «базальтового» слоя и значительный подъем (в зонах Хобдинского и Аралсорского региональных гравитационных максимумов – до 26-30 км) верхней мантии. Кроме того, автор отмечал погружение подошвы отложений кунгура в междуречье Урала и Волги до 10 км.

Анализ региональных сейсмических профилей позволил автору утверждать, что фундамент ПВ раздроблен разломами, проникающими в подсолевые отложения. Наиболее достоверными из них можно считать те, которые определяют положение западного и северного бортовых уступов: Заволжский (Волгоградский) и Жадовский, косо подходящая к последнему Утвинско-Илекская система разломов, лежащая на простирании Предуральского краевого прогиба Акбулакская система разломов, разломы во внутренних районах впадины – Узеньский, Хобдинский, Чиркалинский, Азгирский.

По подсолевому ложу намечаются очертания впадин второго порядка – в западной части (от Азгирского разлома на северо-восток к р. Утве), юго-восточнее Хобдинского разлома. На южной окраине ПВ подсолевое ложе круто воздымается (Астраханское, Северо-Каспийское и Южно-Эмбенское погребенные краевые поднятия).

В составе платформенного чехла В.С. Журавлев выделял следующие структурные этажи: рифейский, нижнепалеозойский (или ордовикский и силурийский), эйфельско-триасовый (эйфельско-турнейский, визейско-артинский, кунгурско-триасовый структурные подэтажи), юрско-палеогеновый, верхнеплиоценово-четвертичный.

Доюрские структурные этажи ПВ по времени накопления соответствуют периоду развития палеозоид – уралид и ренид геосинклинального обрамления юго-восточного обрамления платформы. Верхи эйфельско-триасового этажа

соответствуют орогенной стадии развития уралид. По его заключению ПВ и другие краевые впадины лежат на наращенных байкальской складчатостью, интенсивно раздробленных и весьма глубоко погруженных, обрамленных палеозойскими геосинклинальными складчатыми зонами, внешних углах Европейской платформы. Они составляют особую категорию региональных отрицательных платформенных структур и не могут быть отождествлены ни с зонами перикратонных опусканий, ни с синеклизами внутренних частей плит древних платформ.

С учетом новых геофизических данных К.Е. Фоменко [14] было установлено, что поверхность «гранитного» кристаллического основания находится на различных глубинах: от 5-7 км в районе Астраханского и Кенкиякско-Жанажольского выступов до 20 км и более в пределах внутренней прибортовой зоны. В направлении к центральным областям ПВ происходит погружение поверхности преломляющего слоя до 22 км и значительное увеличение кажущихся и граничных скоростей наблюдаемых волн (от 6,5 до 7,2 км/с), что связывалось с замещением гранитов породами основного состава – базальтами: на глубинах около 20 км происходит “вытаивание” гранитного слоя. Отмечалось также наличие в кристаллическом основании ПВ многочисленных разломов, которые контролируются гидрографической сетью (Волга, Урал, Эмба, Темир, Утва, Кушум, Уил, Большая Хобда и др.).

Позднее Ю.А. Волож, Р.Б.Сапожников, В.А. Циммер [15] более обстоятельно рассмотрели строение земной коры ПВ, подтвердив наличие на периферии впадины коры континентального типа, в центральной части – субокеанической, являющейся, по-видимому, реликтовой структурой докембрийского Тетиса.

По представлениям Ф.И. Хатьянова [16] самая глубокая впадина древних платформ – Прикаспийская вместе с Предуральским нижнепалеозойским внешним геосинклинальным и верхнепалеозойским краевым прогибами представляют по существу единый огромный асимметричный перикратонный прогиб, пограничный между Русской плитой и складчатыми системами Урала и кряжа Карпинского. По его мнению, об этом свидетельствует определенный

формационный ряд, закономерная пространственно-временная смена формаций (Ф) подсолевого комплекса – от карбонатной Ф мелководного шельфа и барьерных рифов, свойственных Русской плите, к глубоководной депрессионной во впадинах и от нее к молассовой, флишевой и аспидной во внутренних бортах впадин, сопряженных с одновозрастными орогенными поясами. Об этом же говорит также общность соленосной кунгурской и верхнепермско-нижнетриасовой континентальной молассовой формаций ПВ и Предуральского краевого прогиба.

Анализируя данные по многочисленным глубоким скважинам, пробуренным вдоль бортовых зон ПВ, Е.В. Мовшович [17] пришел к следующим выводам: допермские отложения по формационным особенностям и мощности не отличаются от одновозрастных образований РП, поэтому нет оснований для вывода об интенсивном прогибании в Северном Прикаспии в допермское время; наличие значительного, разноамплитудного несогласия на границе карбона и перми свидетельствует о том, что в результате тектонической инверсии Северо-Каспийская плита испытала интенсивное воздымание, которое сменилось прогибанием, особенно крупным в кунгурском веке и продолжавшимся вплоть до четвертичного времени.

Сходную точку зрения развивала В.Е. Лацкова [18]: на территории северной части ПВ ею выделялось Северо-Прикаспийское поднятие, подтверждаемое наличием галек со средне- и нижнекаменноугольной фауной, обнаруженных в отложениях перми, которые могли сноситься только с юга, со стороны выделенного ею поднятия.

В работе Л.Г. Кирюхина, Р.Б. Сапожникова, А.Е. Шлезингера и А.Л. Яншина [19] дан всесторонний анализ данных, отражающих строение ПВ – ее фундамента, крупных структур, осадочного чехла. По их данным, впадину по всему периметру ограничивают карбонатные бортовые уступы различного возраста – верхнедевонско-среднекаменноугольный, московско-нижнепермский и др., которые пространственно разобщены. На восточной, юго-восточной и юго-западной окраинах впадины установлены поля развития терригенных конусов выносов.

Подтверждение блокового строения фундамента ПВ можно увидеть в данных Н.Я. Кунина и др. [20] о Восточно-Прикаспийском поднятии, объединившем целый ряд более мелких структур II порядка (с севера на юг): Енбекский, Темирский, Тамдыкольский, Жаркамысский, Утыбайский выступы, сочленяющиеся по тектоническим нарушениям. В целом поднятие представляет собой систему горстов, расположенных на близких гипсометрических уровнях. В его пределах кровля фундамент находится на отметках 7-8 км.

Характер сочленения ПВ и кряжа Карпинского рассмотрен в работе А.Я. Бродского и др. [21]. Полученные сейсмические материалы подтвердили то, что граница ПВ с кряжем Карпинского проходит по высокоамплитудному Каракульскому разлому. Кроме того, они позволили ему предположить, что под северным склоном кряжа Карпинского и в зоне сочленения его с Астраханским сводом под дислоцированными терригенными толщами верхнего карбона – нижней перми распространены полого залегающие карбонатные отложения позднедевонского - среднекаменноугольного возраста. Их наличие предполагается и на востоке кряжа Карпинского, где в пределах Промысловского блока они залегают под миогеосинклинальными сериями среднего-верхнего палеозоя.

Анализируя данные о глубинном строении Нижнего Поволжья, И.Н. Капустин [22] отметил различную глубину залегания фундамента в пределах ряда крупных, ограниченных разломами, структур: на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы поверхность его погружается в сторону ПВ примерно до глубин 7 км, на Карасальской моноклинали – от 8 до 12 км в восточном направлении, в осевой части Сарпинского прогиба – 17-20 км, на Астраханском своде – 10 км. Кряжу Карпинского по поверхности консолидированной земной коры (около 25 км) отвечает обширный Элистинский прогиб. Очевидно, что здесь граница ПВ и кряжа Карпинского проходит по высокоамплитудному Каракульскому разлому. Предполагается также, что здесь существует система шарьяжных перекрытий миогеосинклинальными сериями нижележащих платформенных толщ. По мнению автора, образование коры субокеанического типа, развитого в пределах Сарпинского прогиба и кряжа Карпинского, связано с

раздвижением континентальной коры в раннем-среднем рифее и возникновением рифтовых зон, соединивших Пачелмский и Донецкий авлакогены.

Строению северо-западной части бортовой зоны ПВ посвящена работа И.П. Офмана [23]. В ней показано, что с саргаевского времени (поздний девон) начали формироваться бортовые карбонатные уступы, обособившие ПВ в пределах ВЕП. Мощность карбонатных отложений увеличивается с севера на юг от нескольких десятков метров до 350-700 м в пределах уступов, а затем резко сокращается до 100-30 м. В пределах уступов среди карбонатных пород саргаевско-турнейского возраста преобладают относительно мелководные, органогенные, органогенно-детритовые разности, которые к югу замещаются битуминозно-кремнистыми и сидеритовыми породами доманикового типа или битуминозными тонкослоистыми доломитизированными известняками с остатками радиолярий, спикул губок, тентакулит, остракод и др. В раннем карбоне уступ несколько смещается во впадину; то же наблюдается в ранней перми. Таким образом, было сформировано ступенчатое строение бортовой зоны ПВ, имеющее седиментационную природу (Рисунок 1.2).

Сейсмостратиграфический анализ подсолевых отложений восточной части ПВ, выполненный В.М. Пилифосовым [24], позволил получить ряд интересных данных по глубинному строению этой территории. В частности была уточнена стратиграфическая привязка опорных сейсмических горизонтов: горизонт P_3 соответствует подошве осадочных образований, а в Центрально-Прикаспийской депрессии он является кровлей нижнепалеозойского сейсмогеологического этажа; горизонт P_2^1 приурочен к кровле изембетской терригенной (граувакковой) сейсмоформации, совпадающей в скв. 1 Терескен с кровлей турнейского яруса; P_2 характеризует кровлю терескенской песчано-глинистой или подошву вышележащей блаксайской карбонатной или кожасайской карбонатно-глинистой сейсмоформаций; P_2 повсеместно привязан к кровле нижнебашкирских отложений; внутриформационный горизонт P_2^T приурочен к кровле терригенной толщи подольского возраста; P_1 – к кровле подсолевых палеозойских отложений.

ПВ по горизонтам Π_1 , Π_2^c , Π_2 фиксируются уступы высотой до 1200 м, которые выделяются в виде четырех протяженных флексурных зон, вытянутых параллельно борту впадины. По направлению к центру впадины они соответствуют прямым клиноформам. Более древние клиноформы смещаются по направлению к центру впадины. Очевидно, что седиментационные уступы маркируют положение погребенных склонов аккумулятивных элементов рельефа дна глубоководных бассейнов или зон перехода от шельфа к глубоководной депрессии. Автором рассмотрена модель формирования крупных тектонических структур восточной части ПВ.

В публикации Ю.А. Воложа [25] показано, что Прикаспийский, Северо-Устьуртский и Южно-Мангышлакский бассейны некомпенсированного прогибания, тяготеющие к Каспийскому морю, относятся к единой, крупной и длительно живущей Каспийской зоне активного прогибания, в которой режим некомпенсированного прогибания закономерно смещается во времени от периферии к осевой части океана Тетис. В позднем рифее – раннем палеозое этот бассейн (Каспийский) формировался как краевое море на пассивной окраине континента; в девоне – ранней перми структурно оформилась Прикаспийская впадина, которая вследствие активных тектонических движений в районе Устьурта и Бузачи оказалась изолированной от бассейна Тетиса. К концу ранней перми она была полностью заполнена и условия некомпенсированного осадкоотложения здесь более не возникали. Вдоль северо-западного борта ПВ в периоды эвстатических трансгрессий сформировались три гряды рифов (D_3-C_1t , C_1v-C_2b , C_2m-P_1ar). При регрессиях возникали терригенные толщи дельтовых и каналовых (каньонных) отложений. На внутренней стороне бортовой зоны в топодепрессии формируются коррелятные им толщи заполнения. В пределах юго-восточного борта образовались мощные терригенные комплексы, выклинивающиеся как к центру впадины, так и к источнику сноса. При тектоническом покое здесь формируются карбонатные толщи, резко выклинивающиеся к центру впадины. В глубоководной части бассейна получили развитие массивы атоллового типа (Тенгиз, Каратон) и специфические фации лопастных и веерных дельт

(проградационные клиноформы Тортайского типа) и крупные эрозионные врезы артинского возраста.

По данным Н.В. Неволлина [26] ПВ по характеру геофизических полей и различным типам докунгурских формаций является неоднородным тектоническим элементом. На востоке и юге ее основание представлено миогеосинклинальными образованиями палеозоя Актюбинско-Астраханской зоны поднятий, охватывающим внешнюю (приплатформенную) часть миогеосинклинальной зоны Мугоджар и северную часть Средиземноморского складчатого пояса. На севере и западе впадина наложена на юго-восточную окраину платформы и включает Волгоград-Оренбургский бортовой уступ, Заволжско-Утвинскую ступень (моноклиналь) и Каратобе-Сарпинский прогиб, испытавший глубокое погружение в кунгурское и мезозойское время и в настоящее время представляющий собой Прикаспийскую зону опусканий.

Интересная точка зрения на строение ПВ изложена в работах Н.Н. Лисовского и др. [27] и В.П. Аврова и др. [28], согласно которой на территории впадины возникло два бассейна. Первый бассейн охватывал территорию Шунгайского, Аралсорского и Хобдинского максимумов силы тяжести и, по-видимому, связан на северо-западе по нижнему структурному этажу с Пачелмским авлакогеном. Он характеризуется большой мощностью осадков (6-15 км), развитием рифея и наличием уже в среднем палеозое глубоководных образований. Второй бассейн ограничен с севера и северо-запада погребенными палеозойскими сводами Астраханско-Актюбинской системы поднятий – Енбекским, Кзылджарским, Жаркамысским, Биикжальским, Северо-Каспийским, Астраханским. Он был связан с сопредельной герцинской геосинклинальной системой – Южно-Эмбинской и Уральской. Бассейн представлял своеобразную зону перикратонного опускания, сформировавшуюся в собственно геосинклинальный (доорогенный) этап развития герцинид. Разделяющим структурным элементом этих бассейнов являлась, по-видимому, Актюбинско-Астраханская система палеозойских поднятий, соответствующих ранее выделенной Н.В. Неволлиным одноименной системе выступов фундамента. С

позиции тектоники плит эти бассейны можно рассматривать как палеоструктуры, развившиеся на пассивной юго-восточной окраине Восточно-Европейского континента перед Палео-Уральским и Палео-Тетическим океанами. При этом формирование земной коры океанического типа в центре синеклизы авторы связывают с процессом рифтогенеза, начавшемся в позднем протерозое и продолжавшемся, вероятно, в палеозое. С закрытием этих океанов и с последующей орогенцией связывается формирование на восточной, юго-восточной и юго-западной периферии синеклизы автохтонных карбонатных комплексов.

По представлениям Г.Ж. Жолтаева [29] в пределах нынешних границ ПВ в докунгурское время существовало несколько самостоятельных осадочных бассейнов, различавшихся по динамике погружения и интенсивности прогрева пород в позднем палеозое. На востоке в раннем палеозое существовал бассейн рифтового типа, отвечающий началу образования Уральского палеоокеана. В девоне-карбоне он сменился бассейном на континентальной пассивной окраине. В ранней перми закрылся Уральский палеоокеан вследствие надвигания Урало-Тобольского микроконтинента на восточный край Русской платформы, возник узкий передовой прогиб, активизировались ступенчатые сбросы фундамента, частично трансформировавшиеся во взбросы и надвиги. На большей западной части синеклизы в девоне и карбоне существовал внутриконтинентальный платформенный осадочный бассейн, ограниченный Воронежской и Волго-Уральской антеклизмами, Кенжалинским (на востоке) и Гурьевским (на юге) поднятиями. От Кенжалинского поднятия до Урало-Тобольского антиклинория протягивался осадочный бассейн, относящийся к пассивной континентальной окраине РП, обращенной к Уральскому палеоокеану. Сейчас он находится под аллохтонами. На юге может быть выделен Южно-Эмбенский осадочный бассейн, приуроченный к поперечному континентальному Южно-Эмбенскому рифту девонского возраста. Разделяющие эти бассейны поднятия временами служили, вероятно, областями сноса.

Своеобразный взгляд на развитие Прикаспийского региона изложил В.М. Алешин [30], который считал, что на ранней стадии доплитного периода

существовал единый «Сарматский» щит, на поверхности которого имелся гранитный слой. В результате пликативных движений образовались Воронежский выступ и Прикаспийская впадина с разницей высот докембрийского основания около 10 км. В более позднее время доплитного периода в пределах Пв по кристаллическим породам формируется сводовое поднятие, разбитое на блоки. Поскольку Пв была опущена, то предполагается, что разрушение земной коры происходило снизу за счет мощных струй воды с газом, которые вместе с частицами вещества стекали в форме плоскостного смыва и по ущельям в геосинклинальную область, расположенную южнее. Глубина размыва составляла около 10 км. В итоге гранитный слой был уничтожен полностью, базальтовый частично, и сформировался обращенный рельеф. С появлением водной среды (за счет дегазации мантии) в начале фанерозойского времени началось заполнение глубокой топографической впадины водой и осадками, достигнув максимума в живете. После девона наступило время великих регрессий. К концу карбона осадочная толща достигла мощности около 500 м на западе и 3500 м на востоке Волгоградской области. Определился региональный наклон с запада на восток.

В этой же работе приведены примеры несогласий в разрезах скважин: нижняя пермь ложится на зону arcticus верхнего карбона (скв. 12 Александровская, 2, 3, 11 Федоровские и др.), на мячковские (скв. 1 Новоникольская, 1 Упрямовская), на каширские (скв. 13 Александровская). Глубина предпермского размыва, по данным автора превысила 1700 м (скв. 13 Александровская). В юго-восточной части верхнеартинские отложения залегают на среднекаменноугольных и даже на девонских (скв. 10, 17, 41 Тенгиз) образованиях. Считается, что к центру впадины амплитуда перерыва будет возрастать. Отмеченный размыв связывается с восходящими тектоническими движениями и денудацией. Сформированная в допермское время впадина была заполнена пермскими осадками и снивелирована.

Анализ инверсионной и депрессионной моделей развития Пв в позднем палеозое провели Ю.А. Писаренко и В.Н. Кривонос [31], которые предложили свой вариант модели, сочетающей признаки депрессионности (наличие

глубоководных отложений) и инверсионности (несогласия и переотложения) в условиях глубоководного бассейна при действии гравитационных потоков.

Новые материалы бурения и сейсморазведки, современные методы их обработки (в первую очередь сейсмостратиграфические методы изучения осадочных толщ) позволяют рассматривать, по заключению Л.Ф. Волчегурского и др.[32], в качестве наиболее приемлемой концепцию развития ПВ в палеозое по типу узкого океанического бассейна рифтовой природы, расположенного на пассивной окраине ВЕП. Зарождение этого бассейна обусловлено процессами континентального рифтогенеза, приведшего к частичному раскрытию континентальной коры. При этом в течение позднего палеозоя Восточно-Европейский континент медленно перемещался в северном направлении, пройдя за 130 млн. лет около 1000 км.

Анализируя сейсмостратиграфические и фациально-генетические особенности подсолевого комплекса северо-западной части бортовой зоны ПВ, Я.А. Рихтер [33, 34] счел очевидным то, что в палеозое здесь располагалась пассивная континентальная окраина, где сохранился комплекс отложений мелководного шельфа, континентального склона и его подножия. Режим осадконакопления, типичный для пассивной континентальной окраины установился, по-видимому, со среднего девона и продолжался до возникновения кунгурского солеродного бассейна. Восточное и южное обрамления ПВ резко отличны от рассмотренного выше тем, что здесь имеются более молодые - герцинские структуры Уральского складчатого пояса и кряжа Карпинского, надвинутые на свои же предгорные (краевые) прогибы, заложенные на окраинах платформы. Структурно-тектоническое окружение ПВ неоднородно, гетерогенно и разновозрастно. Поэтому нельзя рассматривать ПВ как самостоятельную, особую структуру погружения, возникшую на месте базифицированного блока континентальной земной коры, поскольку в этом случае возникли бы и сходные, достаточно гомогенные и разновозрастные структуры ее обрамления. На всем протяжении пассивной континентальной окраины располагался океан, от которого в фундаменте ПВ сохранился безграничный тип земной коры, представленный

слоистым комплексом осадочного слоя и мощным базальтовым слоем. Для ПВ характерно тройное сочленение рифтов, при дальнейшем развитии которых пространство расширилось и вошло в состав Уральского палеоокеана. В позднем ордовике – раннем силуре на месте ПВ сформировался окраинный морской бассейн, отделившийся от океана островной океанической дугой и зоной субдукции, а также микроконтинентами типа Мугоджарского. В раннем – среднем девоне за счет поглощения океанической коры пространство Уральского палеоокеана заметно сократилось, что привело к тектоническому скучиванию (аккреции) островных океанических дуг и микроконтинентов, их столкновению с восточной окраиной РП. Возникла островная суша или цепочка островов, одним из которых стал Мугоджарский микроконтинент, спаянный с террейнами островодужной и океанической коры. У их западного побережья, обращенного в сторону окраинного моря, с этого момента накапливалась огромная по мощности осадочная призма, состоящая из переотложенного вулканогенного материала. К западу, вглубь бассейна, отлагались более глубоководные терригенно-кремнистые осадки значительно меньшей мощности.

В это же время намечается южная граница бассейна: началось образование Днепровско-Донецкого авлакогена. Его продолжение на восток-юго-восток разделило блок формирующейся континентальной коры Скифской плиты и океаническую плиту окраинно-морского бассейна к северу от нее. 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. Вблизи них, в полосе восточного продолжения Днепровско-Донецкого авлакогена, накапливались субплатформенные эффузивно-терригенно-карбонатные образования. Во второй половине франского века здесь имел место активный трещинный вулканизм. Обстановка коллизии Скифской плиты с субокеанической плитой возникла позднее, в ранней перми, когда в условиях сжатия произошла инверсия режима в зоне авлакогена и его структуры были надвинуты на субокеаническую плиту. Шлейфы молассовой формации

перекрыли субплатформенные морские отложения, накапливавшиеся ранее вдоль ее южной окраины. Одновременно образовался фронт складчатости – Донецко-Астраханская покровно-надвиговая зона и Южно-Эмбенская складчатая зона, принадлежащая Туранской плите и сформировавшаяся при сближении с Устюртским блоком континентальной коры. Произошло замыкание субокеанической плиты и изоляция находящегося в ее пределах морского бассейна.

Таким образом, геодинамическая модель возникновения ПВ, по Я.А. Рихтеру, включает в себя последовательные стадии континентального рифтогенеза (Пачелмский авлакоген и два других рифта тройного сочленения), океанского спрединга, окраинно-морского бассейна. Ее границы создавались в результате рифтогенеза – западный и северный борта впадины (перешедшие затем на режим пассивной континентальной окраины), в ходе коллизии с герцинидами Уральского складчатого пояса – восточная окраина, и в ходе коллизии со структурами прошедшего инверсию Днепровско-Донецкого авлакогена и его восточного продолжения – южная окраина впадины. ПВ 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 раннепалеозойской океанической коры и в этом отношении уникален.

В статье Н.В. Неволлина [35] рассмотрено строение западного борта ПВ. Им отмечается выделение здесь внешней и внутренней зон, которые сходны по геологическому строению допермских отложений и неоднородны по геологическому строению нижнепермского (докунгурского) разреза. Дорифейский фундамент внешней зоны погружен на глубину до 6 км и разбит на блоки разломами северо-западного и субмеридионального простираний. Блочное строение он имеет и во внутренней зоне. Во внешней зоне нижняя пермь трансгрессивно залегает на размытой поверхности верхнего карбона и представлена карбонатными породами мощностью до 1000 м. Во внутренней зоне нижняя пермь представлена верхнеартинским подъярусом известняково-

доломитового состава и мощностью 150-160 м, трансгрессивно залегающим на разновозрастных подразделениях карбона – от московского яруса до окского надгоризонта.

В статье Д.М. Мурзагалиева [36] рассматриваются типы континентального рифтогенеза - Аралсорский, Хобдинский и Южно-Эмбинский палеорифты на юге Восточно-Европейской дорифейской платформы, Центрально-Мангышлакский и Центрально-Устюртский – на западе Южно-Туранской эпипалеозойской плиты. По его заключению заложение Хобдинского и Аралсорского рифтов происходило предположительно в рифейское время, Южно-Эмбинского – в рифей-вендское, Центрально-Мангышлакского и Центрально-Устюртского - в раннем палеозое. Как видно, континентальный рифтогенез происходил асинхронно, мигрируя во времени. Отмечается полное и неполное развитие рифтов. Перечисленные выше рифты Восточно-Европейской платформы характеризуются полной эволюцией и как единицы геологической структуры континента отличаются следующими признаками: сокращением толщины континентальной коры до 10-15 км по сравнению со смежными внерифтовыми областями, тип коры внутри рифтов субокеанический или субконтинентальный, рифтам свойственен повышенный тепловой поток, высокая скорость осадконакопления, линейные гравимагнитные максимумы и минимумы, обусловленные, вероятно, утонением или даже полным отсутствием гранитно-метаморфического слоя под рифтами. В современной структуре им соответствуют широкие прогибы. Неполный эволюционный тип отличается более глубоким залеганием подошвы консолидированной коры (40-44 км), большей толщиной коры (34-36 км), низкой плотностью теплового потока.

По представлениям В.С. Шеина и др. [37], формирование ПВ связано со сменой ряда геодинамических обстановок: внутри- и окраинно-континентальных рифтов в рифейско-раннепалеозойское время; надрифтовых депрессий и пассивных окраин в разных районах юго-востока Русской плиты преимущественно в ранне- и начале позднепалеозойского времени; активизация Центрально-Прикаспийского рифта и его продолжений (Алексеевского, Сарпинского) в среднедевонско-ранневизейское время; отхода Гурьевского

микроконтинента от Восточно-Европейского палеоконтинента и образование пассивных окраин на его северном (Биикжалском) и южном (Астраханском) краях, Карачаганакской на южном продолжении Бузулукской впадины, а также трансформных окраин на западе (Аралсорской) и востоке (Кзылджарской); трансформация южных и восточных континентальных окраин в поздневизейско-артинское время за счет их столкновения с микроконтинентами и островными дугами на востоке, что привело к отгораживанию Прикаспийского бассейна седиментации от океана; последующему соленакоплению, компенсации преимущественно терригенными осадками, галокинезу и изостази.

По данным А.М. Никишина и др. [38] в карбоне – ранней перми Эвксинский ороген (авторский термин) кордильерского типа развивался вдоль южного обрамления ВЕП в ходе субдукции на север литосферы океана Палео-Тетис и аккреции континентальных террейнов гондванского типа (Мезия, Родопы, Западные Понтиды, Дзирула, Кура-Карабах, Кара-Богаз-Гол). В карбоне основная зона субдукции располагалась в зоне Большого Кавказа. В перми сформировалась новая субдукционная система южнее Понтид-Закавказья (зона Измир-Анкара-Севан), ее заложение сопровождалось важной фазой внутриплитных деформаций Восточно-Европейского палеоконтинента (инверсия Донбасса, складчатость в зоне кряжа Карпинского, пологая общелитосферная складчатость в пределах ВЕП, некоторая инверсия в ряде авлакогенов). Уральская орогения также внесла вклад в деформации ВЕП. Фундамент Скифской платформы, которая оконтуривает ВЕП с юга, состоит из коровых элементов, консолидированных в ходе Эвксинской орогении.

По данным Ю.А. Воложа и др. [39] по поверхности фундамента ПВ выделяются четыре крупных тектонических элемента: Северо-Западная моноклираль, Центрально-Прикаспийская депрессия, Астраханско-Актюбинская область поднятий и Юго-Восточная система прогибов. Наиболее консервативной структурой является Центрально-Прикаспийская депрессия, поэтому все геодинамические гипотезы и модели формирования ПВ должны в первую очередь объяснять особенности строения ее разреза и развития: утонения

консолидированной коры и наличие в ее подошве выступов высокоскоростных и высокоплотных пород, определяемых как линзы эклогитов; наблюдаемые амплитуды общего прогибания и изменения батиметрии палеозойских бассейнов, а также кривую погружения фундамента в интервале времени венд-поздний палеозой; сохранение в течение 500 млн. лет области максимального прогибания в контурах Центрально-Прикаспийской депрессии. Ключевым моментом предлагаемой модели – особенности коллизионных процессов в зоне столкновения дорифейских континентов Балтии и Восточной Гондваны. С этим процессом связаны протрузии крупных линз эклогитов в основании земной коры Центрально-Прикаспийской депрессии вдоль зоны глубинного разлома, ограничивающего депрессию с юго-востока. По нему Актюбинско-Астраханский рифейский блок надвинут на Центрально-Прикаспийский дорифейский блок с утоненной корой. На активной окраине Балтии в результате аккреции микроплит и островных дуг Палеопацифики формируется складчатый пояс Протоуралид, где нижняя часть литосферы состоит из пакетов пластин – обломков надвигающегося аккреционного клина. Верхняя часть каждой пластины сложена океаническими базальтами, а нижняя – породами литосферной мантии. В ходе континентальной коллизии базальты эклогитизируются, и те, которые находятся на гипсометрическом уровне реологически ослабленных слоев коры и литосферы висячего блока, могут в него протрудироваться на границах «кора-мантия» и «литосфера-астеносфера». Позже литосферный блок с протрузиями из-за своей изостатической неуравновешенности будет погружаться на протяжении длительного времени. Другим фактором погружения являются сжимающие силы: поля напряжений, источником которых были разновозрастные зоны коллизии и трансгрессии к востоку и юго-востоку от Восточно-Европейского континента, оказывающие заметное влияние на погружение Прикаспийского бассейна в течение 440 млн. лет. Эти силы перестали действовать 205 млн. лет тому, когда сформировалась молодая Скифско-Туранская платформа.

По мнению В.П. Гаврилова [40] ПВ – это окраинное море позднепалеозойского возраста на границе между Восточно-Европейским

континентом и океанами Уральским и Тетис, от которых оно отделилось системами вулканических дуг.

В работе Н.А. Бондаренко [41] ПВ относится к типу структур, располагающаяся на границе двух плит – Русской плиты древней платформы и Скифской плиты молодой платформы. По своему виду это краевая синеклиза, имеющая авлакогенную природу. В качестве краевой структуры северного обрамления Скифской плиты рассматриваются складчатые образования Донбасса, его продолжение под чехлом – вал Карпинского. По поверхности фундамента здесь вырисовывается система приподнятых по разломам горстов, разделенных узкими грабенами с мощностью чехла до 3,5 км. Эта приподнятая блоковая система фундамента Скифской плиты именуется в литературе как «кряж Карпинского». Она прослеживается от побережья Каспия на востоке до Донецкого кряжа на западе, где выходит на дневную поверхность в форме Донецкого щита.

Весьма детально рассмотрены природа и особенности сочленения ПВ и Мугоджар Я.А. Рихтером [42]. Вдоль субвертикального Сакмарско-Кокпектинского разлома, разделяющего Остансукский прогиб и Косистекско-Аксуйскую зону уралид, прослежен резкий тектонический контакт между крупнейшими региональными структурами – Прикаспийской субокеанической впадиной (плитой) и Уральским складчатым поясом. Примерно на широте $49^{\circ}40'$ линейная структура краевого шва изменяется, расширяясь и замещаясь складчато-надвиговыми дислокациями актюбинской части Предуральского краевого прогиба. Одновременно по другую, восточную, сторону краевого шва появляются складчато-надвиговые структуры внешней зоны уралид - Западно-Уральской зоны линейной складчатости, сложенной породами морской молассы C_2-P_1 . При этом образования этой молассы южнее встречаются уже по другую сторону краевого шва, в Остансукском прогибе, и не известны в пределах Косистекско-Аксуйской зоны уралид. Можно предположить, что Остансукский прогиб был заложен в среднем карбоне на субокеаническом основании Прикаспийской плиты в процессе сближения и столкновения с акретированными островными дугами и микроконтинентами Уральского подвижного пояса. По этой причине формируется

огромный континентальный перерыв (C_3-P_1)?, широко представленный на востоке ПВ. К западу от Актюбинского и Остансукского прогибов он соответствует времени коллизии Прикаспийской плиты и структур Уральского подвижного пояса, когда субокеаническая плита пододвигалась под островодужные сооружения южного окончания Уральского подвижного пояса.

В другой работе Я.А. Рихтера [43] подробно рассмотрены стадии развития геодинамических обстановок в Прикаспийской впадине – рифтогенной (рифей-венд), демиссионной (ранний палеозой), депрессионной (средний палеозой), синколлизонной (поздний палеозой), постколлизонной (поздняя пермь – триас) и плитной (юра-неоген). Северный, северо-западный и западный сегменты бортовой зоны ПВ рассматриваются как фрагменты древней материковой окраины Восточно-Европейского материка (Балтии) на протяжении, по крайней мере, позднего рифея и почти всего палеозоя. Геодинамически эта материковая прибрежная зона соответствует так называемым пассивным континентальным окраинам. Рядом с ней располагался океан, от которого в фундаменте сохранился безграничный тип земной коры, представленный нижним слоистым комплексом осадочного слоя и «базальтовым» слоем, соответствующим по составу и структуре океанической коре. В дальнейшем в ходе коллизии с герцинидами Уральского складчатого пояса, герцинскими структурами Северо-Кавказского орогена и докембрийской Устюртской глыбы образовался окраинный морской бассейн, ограниченный новообразованными структурами с востока и юга.

Некоторые итоги исследований геологической истории ПВ подведены в работе М.П. Антипова и др. [44], которые отметили существование ряда точек зрения на природу ПВ: 1) это внутриконтинентальная впадина, возникшая в процессе «эклогитизации» земной коры; 2) это пострифтовая впадина (синеклиза), возникшая на месте позднедевонского (Кузнецов Р.А.) или рифейского внутриконтинентального рифта (Масляев Г.А., Неволин Н.В., Федоров Д.Л., Буш В.А., Казьмин В.Г.); 3) ПВ развивалась на месте континентального рифта рифей-нижнепалеозойского заложения (Сапожников Р.Б.) или позднедевонского возраста (Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М., Клещев К.А., Шеин В.С.,

Чернецкая Н.Г.); 4) это реликтовый окраинно-океанический бассейн рифейского или рифей – раннепалеозойского возраста (Бражников О.Г., Рихтер Я.А.); 5) это задуговой бассейн раннепалеозойского заложения (Никишин А.М.); 6) это окраинное море позднепалеозойского возраста, отделенное от океана Тетис системой островных дуг (Гаврилов В.П. и др.).

В статье Ю.С. Кононова [45] рассматривается терминологическая проблема, в частности правомерность использования по отношению к геоструктуре Прикаспийской НГП термина «впадина» в том случае, в частности, когда она сопоставляется с океаном. Там же высказаны сомнения относительно существования в пределах ПВ океанического бассейна.

Новые представления о строении консолидированной коры или кристаллического фундамента Каспийского региона изложены в работе Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа и др. [46]. По их данным, консолидированная кора Каспийского региона состоит из разновозрастных сегментов и блоков. Наиболее древними, архейско-протерозойскими, являются сегменты Восточно-Европейской древней платформы, называемой в последнее время континентом Балтия, возникшим около 1800 млн. лет назад. В их числе – Сарматский, Волго-Уральский и Центрально-Прикаспийский сегменты, однако последний отличается тем, что древняя кора подверглась здесь переработке в позднем рифее в кадомскую (байкальскую) эпоху. Такой тип коры имеет Скифско-Туранская плита и юго-восточная часть Прикаспийской впадины (Восточно-Прикаспийский сегмент). Кора Скифско-Туранской плиты существенно преобразована в палеозое за счет ее развития в режиме активной окраины океана Палеотетис, а также рифтогенными процессами. Консолидированная кора Уральского складчатого пояса сформирована в позднем палеозое при закрытии Уральского палеоокеана.

Центрально-Прикаспийский сегмент по осадочному рифейско-кайнозойскому чехлу соответствует одноименной депрессии. От смежных Воронежского и Волго-Уральского сегментов он отделен системой долгоживущих разломов. Тектонические движения по этой системе разломов происходили непрерывно в течение всего рифея и палеозоя, в результате чего сформировалась

полоса в виде системы ступенчатых сбросов общей амплитудой 12-15 км (Волгоградско-Илекский блок), а сам сегмент погрузился на глубину 22 км. Южная граница сегмента проходит вдоль зоны глубинного Трансприкаспийского разлома (надвига). На сейсмогеологических разрезах видно, что Центрально-Прикаспийский сегмент располагается повсюду в лежащем борту Трансприкаспийского разлома, а Восточно-Прикаспийский – в висячем. Этот разлом маркирует южную границу ВЕП с тектоническими элементами Скифско-Туранской платформы, включая и Восточно-Прикаспийский сегмент, имеющими более молодой – кадомский возраст консолидированной коры. Центрально-Прикаспийская депрессия на протяжении всей истории, начиная с рифея, представляла собой наиболее погруженные части бассейна седиментации, где были сосредоточены глубоководные и наиболее удаленные от источников сноса фации осадков. В ее строении участвуют терригенно-карбонатные толщи рифея (около 4 км), терригенные образования венда – среднего ордовика (2 км), карбонатные толщи верхнего ордовика – силура (2 км), терригенные породы девона – нижней перми (4 км), галогенные толщи кунгурско – казанского возраста (4 км), красноцветные терригенные отложения верхней перми и триаса (2 км), карбонатно-терригенные отложения юры, мела и кайнозоя (2,5 км).

В свете имеющихся данных земная кора Центрально-Прикаспийского сегмента состоит из а) консолидированной коры протерозойского возраста, переработанной в рифее и венде, б) слабдеформированного доплитного комплекса (рифей-венд), в) осадочного платформенного чехла большой мощности, включающего отложения от палеозоя до кайнозоя. Гипотезы, объясняющие погружение Центрально-Прикаспийской депрессии за счет рифейского или девонского рифтинга и последующего спрединга, противоречат фактическому материалу. В частности имеется в виду, что ниже горизонта P_3 (подошва девона) присутствует мощная (до 8 км) толща терригенных и карбонатных пород додевонского возраста.

Таким образом, изложенные выше данные позволяют проследить за развитием взглядов и представлений на строение и развитие взглядов на ПВ в

целом или ее отдельных элементов, а также зон сочленения со смежными геологическими структурами. При этом на современном этапе такие исследования опираются на положения теории мобилизма, геодинамики и других новейших научных представлений. В целом можно говорить о существовании нескольких основных моделей тектонической эволюции ПВ, но, несмотря на их различие, признается то, что заложение этой уникальной структуры произошло в позднем протерозое – раннем палеозое, что подтверждается геофизическими данными. По заключению Б.М. Куандыкова и др. [47], развитие Прикаспийского палеобассейна носило направленный характер: эволюция его шла от преимущественно терригенной седиментации рифтового и надрифтового типов через карбонатную седиментацию в обстановке открытого морского бассейна к накоплению эвапоритов в условиях изолированного бассейна и затем терригенной красноцветной молассоидной континентальной седиментации. В этой последовательности усматривается определенный формационный ряд, характерный, вероятно, для подобных перикратонных бассейнов с полным циклом развития. В мезо-кайнозое формирование осадочного чехла происходило в условиях эпиконтинентальных бассейнов. В названном этими авторами формационном ряду наиболее контрастные переходы приходятся на пермский период, поэтому изучение его представляет особый интерес в теоретическом и прикладном значении.

2. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДСОЛЕВЫХ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Подсолевые верхнепалеозойские отложения наиболее полно изучены в пределах прибортовых зон, где доступны бурению на современном этапе. Полностью осадочный чехол вскрыт в пределах внешней прибортовой зоны впадины, в ее северном и западном сегментах. Здесь в разрезе чехла выявлены три мощных карбонатных комплекса – девонско-турнейский (до 700 м), визейско-башкирский (до 500 м) и московско-артинский (до 1600 м), разделенные относительно маломощными терригенными толщами – нижневизейской и верхнебашкирско-верейской, и образующие три соответствующих уступа, пространственно разобщенные. Традиционно принято, что северная и западная границы впадины определяется по мощному (до 1600 м) московско-артинскому или надверейскому карбонатному уступу, который в сторону впадины клиноформно выклинивается, переходя в маломощные глубокоководные аналоги (Рисунок 2.1). По данным Б.М. Куандыкова и др. [47] крутому падению поверхности подсолевых отложений нижней перми (до 30-50°) соответствует пологая моноклираль (2-3°) по кровле нижележащих верейских отложений, что, как и сейсмические данные, подтверждает седиментационную природу уступа.

Современные представления о характере сочленения ПВ со складчатым Уралом и Мугоджарами показаны в работе В.Ф. Коробкова и др. [49] (Рисунок 2.2). Восточная часть ПВ разбурена на десятках площадей многочисленными скважинами, которые вскрыли подсолевые отложения верхнего палеозоя на значительную глубину, а скважина 5 Восточный Акжар прошла их полностью. Кровля подсолевых отложений (горизонт П₁) погружается от бортов впадины в направлении Центрально-Прикаспийской депрессии от 0-800 м до 8 км с градиентом 25-30 м/км [24]. На этом фоне зафиксирован ряд пологих ступеней и моноклиралей, разделенных флексурами. В северной части прибортовой зоны выделяются Кенкиякская, Шубаркудукская, Уильская ступени, в пределах которых

кровля подсолевых отложений располагается на отметках 3,8-5,0, 5,2-6,0 и 6,0-7,5 км соответственно при градиенте погружения 15-20 м/км. Южнее выделяются

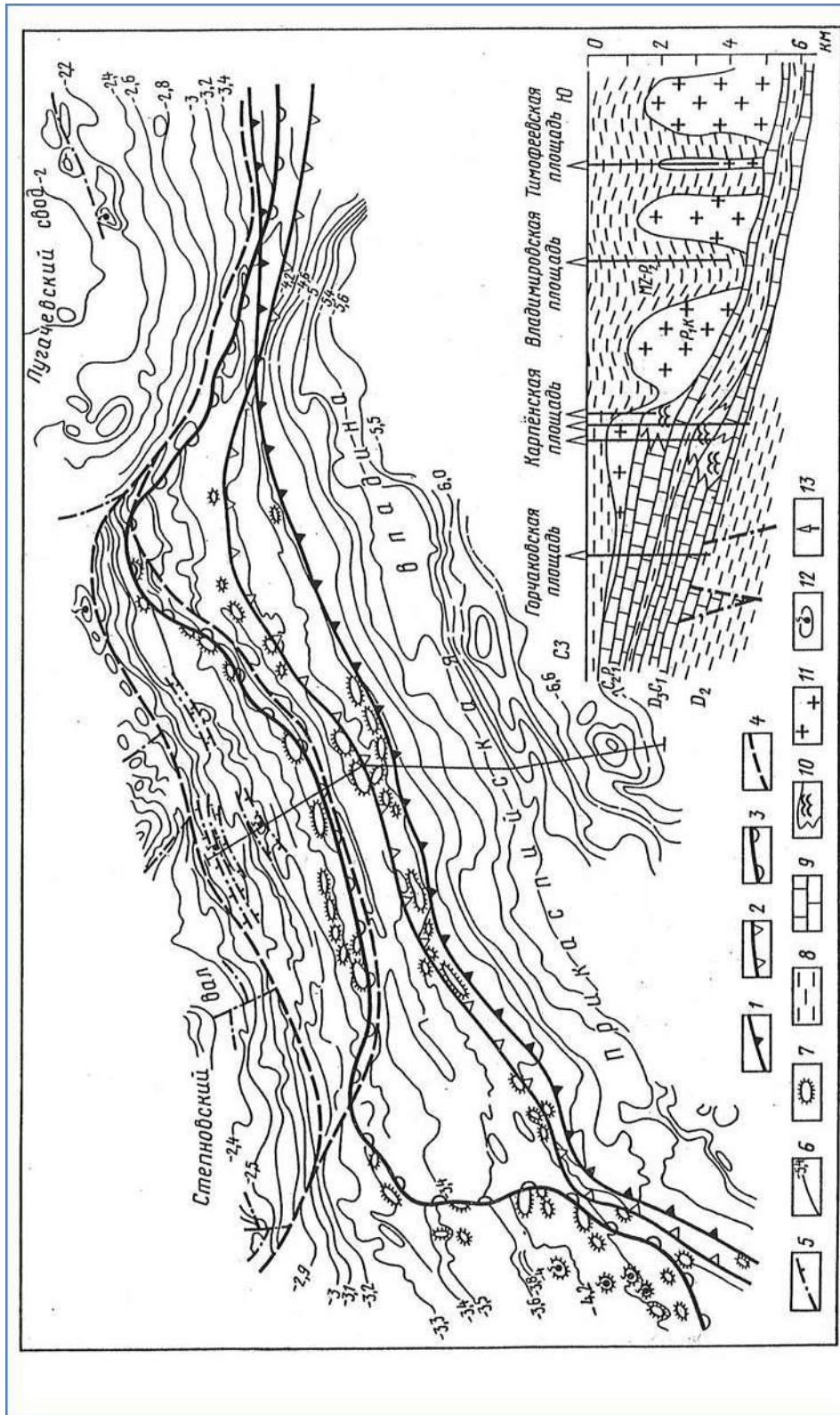


Рисунок 2.1 – Схема строения палеозойских отложений северо-западной части Прикаспийской впадины [48]
 Комплексы пород: 1 – московско-аргинский, 2 – визейско-башкирский, 3 – фаменско-гурнейский, 4 – погребённые девонские флексурно-разрывные зоны, 5 – погребённые девонские сбросы и грабены, 6 – изогипсы поверхности терригенного декона (км), 7 – вершины рифов, осложняющие разновозрастные тектоно-седиментационные уступы, 8 – песчано-глинистые отложения, 9 – карбонатные отложения, 11 – солевая толща, 12 – месторождения нефти и газа, 13 – скважины

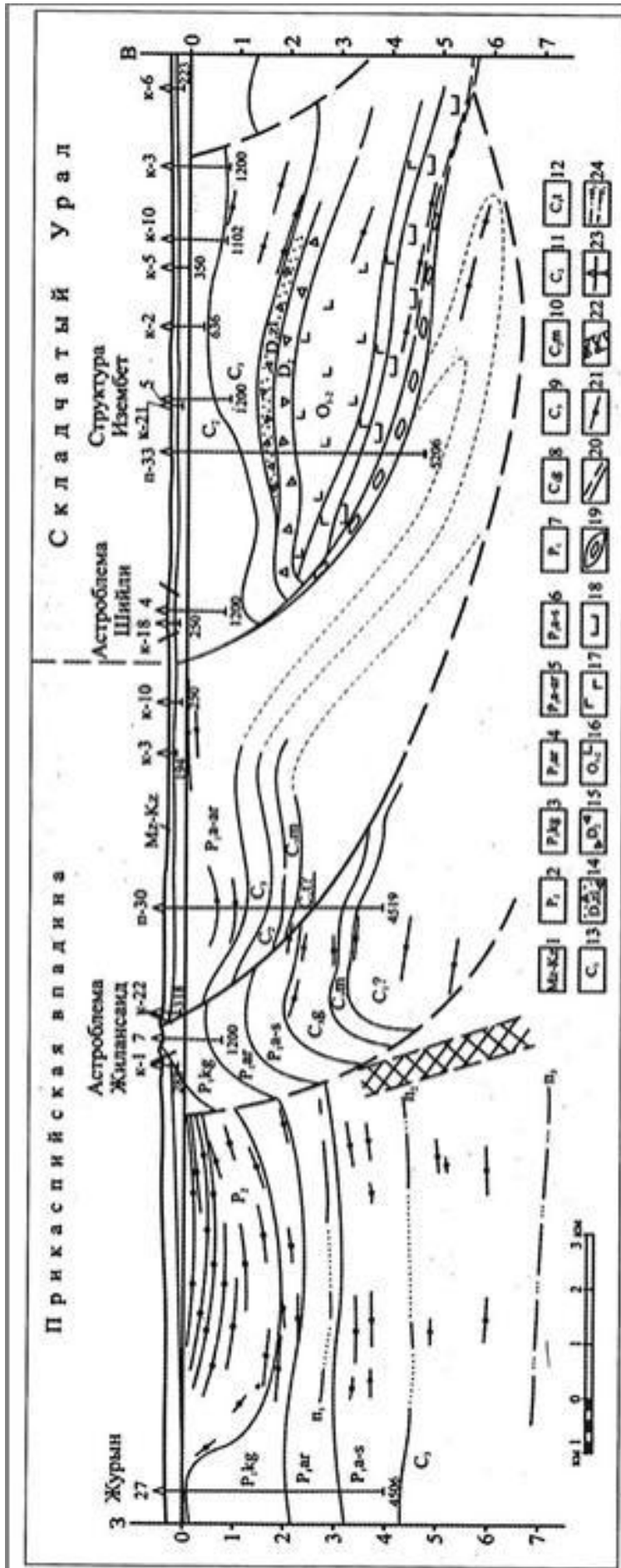


Рисунок 2.2 – Разрез через фронтальную часть Сакмаро-Кокпегинской аллохтонной плиты [49]

Условные обозначения: 1 – Мезокайнозойские платформенные образования; 2 – Верхняя пермь. Красноцветные песчано-глинистые осадки; 3 – Нижняя пермь. Кунгурский ярус. Терригенно-сульфатно-галогенные осадки; 4 – Нижняя пермь. Артинский ярус. Сероцветные песчано-глинистые отложения; 5 – Нижняя пермь. Ассельский, сакмарский и артинский ярусы. Песчано-глинистые отложения, прослой конгломератов; 6 – Нижняя пермь. Сакмарский и ассельский ярусы. Карбонатно-терригенные отложения; 7 – Нижняя пермь. Нерасчленённые сероцветные терригенные отложения; 8 – Верхний карбон. Гжельский ярус. Карбонатно-терригенные отложения; 9 – Верхний карбон. Нерасчленённые отложения; 10 – Средний карбон. Московский ярус. Терригенные отложения с прослоями известняков; 11 – Средний карбон. Нерасчленённые отложения; 12 – Нижний карбон. Турнейский ярус. Углисто-глинистые сланцы; 13 – Нижний карбон. Нерасчленённые отложения и брекчи; 14 – Верхний девон. Зилаирская свита. Флишодные песчано-гравийные отложения и брекчи; 15 – Средний девон. Мелкообломочные терригенно-туффитовые отложения и брекчи; 16 – Нижний-средний ордовик. Лавы и лавобрекчи основного состава; 17 – Габброиды; 18 – Гипербазиты; 19 – Зоны меланжа; 20 – Тектонические нарушения; 21 – Отражающие горизонты по данным сейсморазведки; 22 – Зоны потери корреляции отражённых волн; 23 – Пробуренные скважины; 24 – Отражающие горизонты по сейсморазведке.

три моноклинали – Каратобинская, Коздысайская и Биикжальская моноклинали. В юго-восточной части прибортовой зоны выделяются четыре протяженных флексурных зоны, вытянутых вдоль борта и соответствующих прямым клиноформам, отражающим склинивание разновозрастных (карбон, пермь) сейсмоформаций в направлении к центру впадины. Более древние уступы смещаются в этом же направлении. Это позволяет говорить о седиментационной природе уступов, маркирующих погребенные склоны аккумулятивных элементов рельефа дна глубоководного бассейна.

Как отмечено в работе П.Д. Кухтинова [50], по мере увеличения глубины проходки палеозоя в разрезах ниже кунгурских ангидритов последовательно вскрывались такие толщи как первая терригенная – ТТ₁ (нижняя пермь, иногда и верхи карбона), первая карбонатная – КТ₁ (средний-верхний карбон), вторая терригенная – ТТ₂ (подольский горизонт московского яруса среднего карбона), вторая карбонатная – КТ₂ (нижний карбон, верхневизейский подъярус – средний карбон, нижнемосковский подъярус), третья терригенная – ТТ₃ (верхний девон – нижний карбон), третья карбонатная – КТ₃ (девон). Последняя вскрыта тремя скважинами в пределах Темирского (скв. Г-1 Бактыгарын, интервал 5487-6212 м), Жаркамьисского (скв. Г-4 Кумсай, интервал 4830-6007 м) и Кзылджарского (скв. Г-5 Восточный Акжар, интервал 5673-5764 м) сводов [74]. Скважина Г-5 вскрыла также фундамент. Подтверждено более высокое положение кровли фундамента и кровли карбонатного девона (горизонта П₃) на западе района, чем на востоке, что согласуется с данными о том, что в этом районе мощность всего подсолевого комплекса изменяется от 4-4,2 км в прибортовой зоне до 1,4-1,6 по направлению к центральным районам впадины. В скв. Г-5 Восточный Акжар (Кзылджарский свод) она равна 1438 м. Сразу же заметим, что здесь а) из карбонатных толщ присутствует только КТ₃, б) между девоном и карбоном, карбоном и пермью фиксируются разноамплитудные хиатусы, в) карбон и нижняя пермь представлена преимущественно терригенными образованиями, мощность которых составляет соответственно 504 и 848 м. При этом, судя по наиболее изученным разрезам

отложений нижней перми, среди них присутствуют гемипелагические, в основном планктоногенные - кремнистые, карбонатные, а также глинистые, в том числе вулканогенные породы, в большей или меньшей мере расслоенные преимущественно терригенными, нередко обломочно-карбонатными слоями, линзами, пачками с аллохтонной разновозрастной фауной, с градационной слоистостью, происхождение которых связывается с гравитационными потоками.

Восточнее, на Жаркамысском своде зафиксирован полный набор терригенных и карбонатных толщ [50], последовательно сменяющих друг друга (Рисунок 2.3). В то же время на известном месторождении Жанажолустановлено как полное отсутствие $ТТ_1$ в одних разрезах, так и наличие этой толщи мощностью до 800 м в других. На смежной структуре Урихтау $ТТ_1$ маломощна и возможно принадлежит только артинскому ярусу, а $КТ_1$ в значительной мере размыта (до касимовского яруса) с образованием доломитовой муки в верхней части, что связывается с зоной гипергенеза. В корреляционной модели отчетливо наблюдается выклинивание двух верхних карбонатных толщ, пространственное смещение границ распространения этих карбонатных платформ, вероятное наличие дизъюнктивного нарушения между скважинами П-3 Кожасай и Г-110 Кенкияк, вследствие чего кровля серпуховского репера сместилась с отметки 3770 м в первой скважине до 4466 м во второй, т.е. на 696 м. В целом $КТ_1$ здесь (в объеме среднего-верхнего карбона, местами возможно и нижней перми) постепенно выклинивается в западном направлении, замещаясь карбонатно-терригенными, затем более глубоководными карбонатно-кремнисто-глинистыми образованиями. На ряде западных структур (Кенкияк, Кожасай и др.) этого района имело место неотложение средне-позднекаменноугольных и ранне- или ранне-среднеассельских осадков. Несколько более широкое распространение имеет здесь $КТ_2$ (C_1-C_2), но на Кылджарский свод она уже не распространяется: там развита, как уже отмечалось, только $КТ_3$.

Заслуживает упоминания палеонтологически подтвержденное несогласие на границе башкирского и московского ярусов. На Жанажоле оно выражено также наличием ископаемой почвы, развитой по поверхности башкирских карбонатов.

Почва представлена красноцветной глиной с обломками известняков подстилающей толщи. Как видно на рисунке 2.3, разрезы ориентированы по легко узнаваемой реперной пачке пористых известняков, примерно соответствующей стешевскому горизонту серпуховского яруса. При таком построении корреляционной модели отчётливо наблюдается выклинивание двух верхних карбонатных толщ, пространственное смещение границ распространения этих карбонатных платформ, вероятное наличие дизъюнктивного нарушения между скважинами П-3 Кожасай и Г-110 Кенкияк.

Южнее, на широте Южно-Эмбенского поднятия (Рисунок 2.4), в разрезах присутствует маломощная $ТТ_1$ раннепермского возраста и почти исчезает $ТТ_2$. С некоторой условностью здесь могут быть разграничены $КТ_1$ и $КТ_2$, причём $КТ_1$ сильно увеличивается в мощности и объёме за счёт нижнепермских (ассельских, сакмарских) карбонатов. Последние распространены в виде полосы вдоль борта впадины от структур Южная, Молодёжная на юге до структур Тускум, Жантай, Северный Жанажол на севере, постепенно срезаясь в последующее, в том числе в предъюрское (скв. Восточный Тортколь) время.

Фигурирующими на этом рисунке разрезы расположены в естественной последовательности (субширотно) и в качестве опорной поверхности принята подошва $КТ_2$ ($С_1V_2$), имеющая близкие абсолютные отметки. Таким образом, как и в предыдущем случае, здесь фиксируется последовательное выклинивание карбонатных толщ с востока на запад. Общим является также увеличение в этом направлении мощности верхней терригенной толщи. Весьма наглядно представлена зона ненакопления (или транзита) осадков между площадями Равнинная и Кумшеты.

В заключение можно констатировать следующее: внутренняя граница распространения карбонатных толщ (платформ) – $КТ_1$, $КТ_2$, $КТ_3$ может быть идентифицирована с внешним краем шельфа; в течение девонского (отчасти), каменноугольного и особенно раннепермского времени за пределами шельфа сформировалась некомпенсированная впадина, морфологически выраженная в рельефе дна значительными углами наклона поверхности; некомпенсированная впадина,

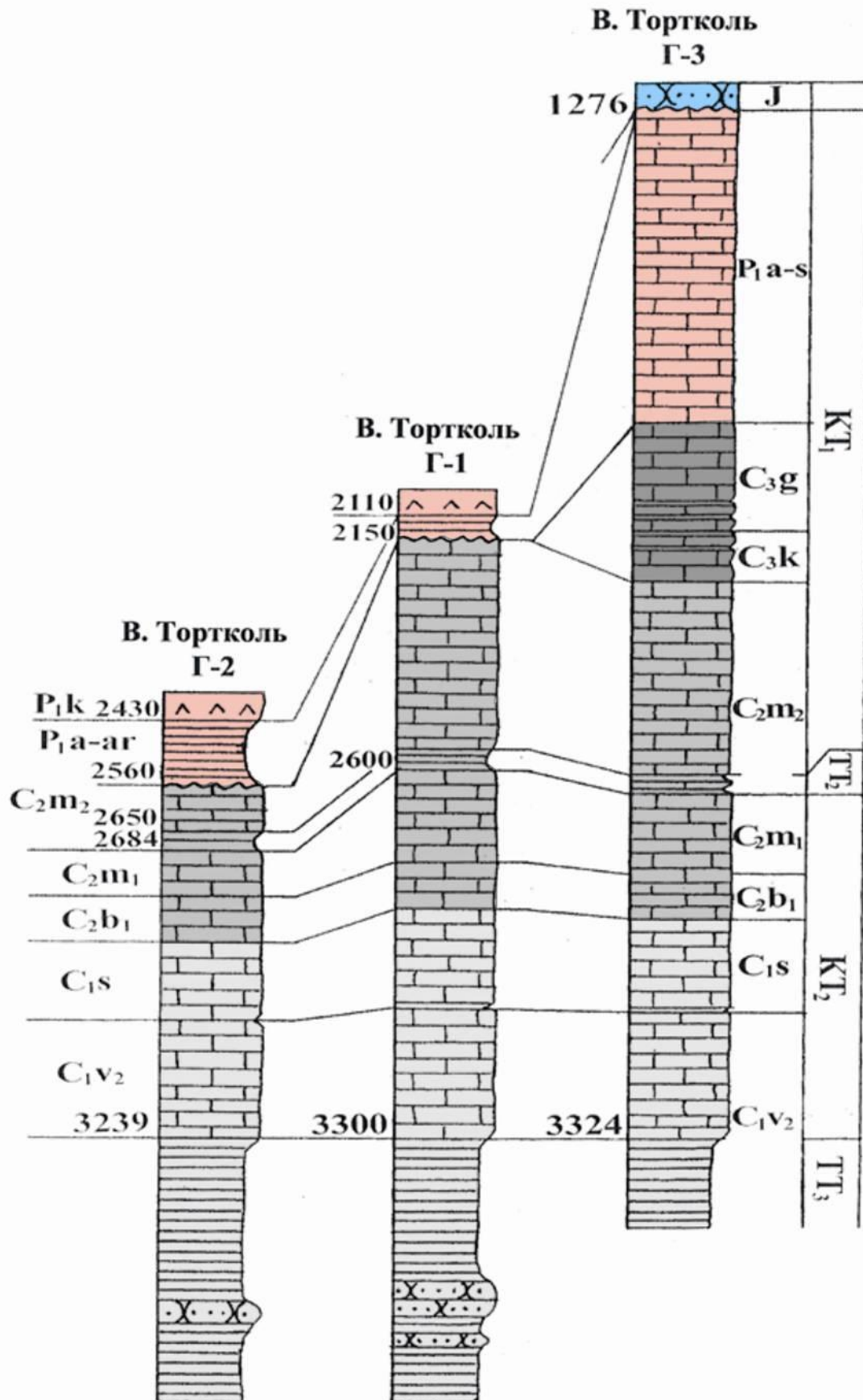


Рисунок 2.4 – Стратиграфические соотношения карбона и перми в разрезах по линии скважин Г-3, Г-1 и Г-2 Восточно Торткольской площади (условные обозначения приведены на рисунке 2.3).

Составлено П.Д. Кухтиновым по материалам АО КазНИГРИ [50]

приуроченная в основном к внешнему краю шельфа и континентальному склону, в ранней перми стала активно заполняться терригенными отложениями глубоководных конусов выносов; источником этого материала могли быть конусы выноса первого уровня седиментации, формируемые в пределах Остансукского и других прогибов, развитых вдоль восточного края рассматриваемого сегмента ВЕП.

Московско-артинский карбонатный комплекс ранее рассматривался как единое образование, но впоследствии пермской его части был придан статус самостоятельного структурного подразделения. При этом в пределах северной и западной прибортовых зон были установлены принципиальные различия в строении и составе отложений разрезы нижней перми, позволившие по их типам выделить внешнюю прибортовую, бортовую и внутреннюю прибортовую зоны (подзоны). Узкая полоса карбонатных отложений развита на юго-востоке ПВ, но на большей части восточной и юго-западной территории впадины нижняя пермь представлена преимущественно терригенными отложениями различного генезиса – орогенными комплексами в форме конусов выноса дельтового типа и глубоководными конусами выноса, сформированными гравитационными потоками.

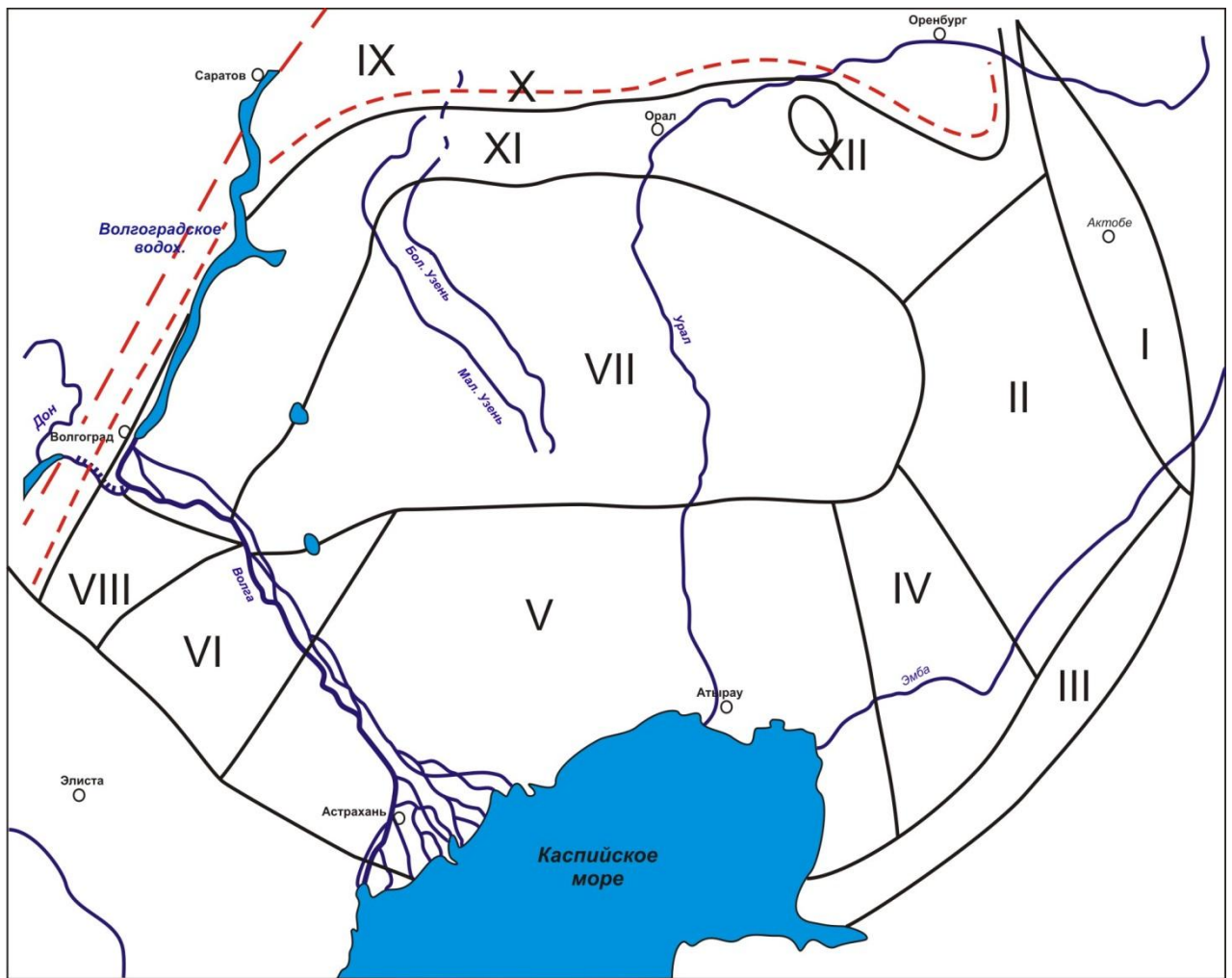
Общую пространственно-временную структуру описываемых отложений могла бы отразить региональная стратиграфическая схема. Однако схема, принятая в 1990 г., устарела, а новая пока находится в состоянии разработки, и, скорее всего, она будет охватывать только российскую часть территории ПВ. Исходя из представления о том, что бассейновый подход точнее отразит стратиграфическую структуру нижнепермских отложений региона, автор подготовил схему сопоставления разрезов для всей территории ПВ, независимо от государственной принадлежности отдельных ее участков. Эту схему можно рассматривать, вероятно, как аналог корреляционной части унифицированной схемы.

При этом имелось в виду, что в соответствии со Стратиграфическим кодексом (2006 г.) состав ярусов нижней перми в МСШ и ОСШ России идентичен, а в региональной шкале отдела сохранились горизонты, фигурирующие в схеме 1990 г., хотя палеонтологическая характеристика их несколько изменилась за счет более широкого привлечения материалов по конодонтам. При этом эталонные по-

следовательности конодонтов изучались по относительно глубоководным разрезам Предуральского прогиба, поэтому возможность их использования в разрезах другой фациальной природы пока не вполне однозначна. Основное внимание уделяется по-прежнему фораминиферам, прежде всего фузулинидам. Без изменений принята палинологическая характеристика региональных стратонав. С учетом данных, недавно опубликованных в работе Л.З. Ахметшиной и др. [51], несколько расширена остракодовая характеристика отложений ПВ, что обеспечивает стратификацию разрезов, лишенных остатков фораминифер и конодонтов.

За основу районирования была принята тектоническая схема территории, на которой выделены три крупных тектонических элемента – Астраханско-Актюбинская и Волгоградско-Уральская системы поднятий и Центрально-Прикаспийская депрессия. Более дробное деление увязано с отдельными более мелкими структурами – прогибами, поднятиями с присущими им типами разрезов (Рисунок 2.5). Таким образом, вдоль бортовых зон впадины было выделено 12 зон – восточная зона линейных прогибов (I), Жаркамышский и Кзылджарский своды (II), Южно-Эмбенское поднятие (III), Тортай-Биикжальская зона поднятий (IV), южная зона поднятий – Тенгиз, Каратон, Астраханское и др. (V), Каракульско-Смушковская зона (VI), Карасальская моноклираль (VIII), внешняя прибортовая подзона (IX), бортовая зона (X), внутренняя прибортовая зона (внешний край шельфа и склон) (XI), рифовый массив Карачаганак (XII). В пределах Центрально-Прикаспийской депрессии (VII) докунгурская нижняя пермь еще не вскрывалась бурением, но можно предположить развитие здесь глубоководных отложений, подобных тем, что описаны на смежных участках склона (Приложение 1).

При подготовке схемы сопоставления были учтены рекомендации МСК по изменению положения нижних границ ассельского и кунгурского ярусов, использованы новые палеонтологические данные, полученные после принятия схемы 1990 г., и материалы по разработке местных стратиграфических шкал, опубликованные в разные годы в печати. К настоящему времени местные подразделения не фигурировали лишь в трех районах из 12 – в Центрально-Прикаспийской депрес-



Условные обозначения

- - - - - границы Прикаспийской впадины
- - - - - границы современного распространения нижнепермских отложений
- границы структурно фациальных-зон

Рисунок 2.5 – Схема структурно-фациального районирования подсолевых нижнепермских отложений Прикаспийской впадины.

Составил П.Д. Кухтинов по опубликованным данным.

Структурно-фациальные зоны: I – Восточная зона линейных прогибов, II – Жар-камысский и Кжылджарский своды, III – Южно-Эмбенское поднятие, IV – Тор-тай-Биикжальская зона поднятий, V – Южная зона поднятий, VI – Каракульско-Смушковская зона, VII – Центрально-Прикаспийская депрессия, VIII – Карасальская моноклираль, IX – Внешняя прибортовая зона, X – Бортовая зона, XI – Внутренняя прибортовая зона, XII – Рифовый массив Карачаганак.

сии, где нижняя пермь еще не вскрывалась бурением, в областях развития молассово-флишоидных образований в прогибах на северо-востоке впадины и карбонатных образований в районе Южно-Эмбенского поднятия.

Молассово-флишоидные толщи, выполняющие линейные прогибы на северо-востоке ПВ (I), представлены уникальным разрезом Айдаралыаш, расположенным в пределах Южного периклинального прогиба и имеющим мировое значение, поскольку в нем зафиксирован и детально описан В.И. Давыдовым и др. [52] стратотип нижней границы пермской системы (GSSP). Также сходные по составу и строению отложения описаны Р.Г. Гарецким и др. [53] и А.К. Замареновым [54] по разрезам Кокпектинских скважин Г-2 (интервал 1743-694 м) и Г-5 (интервал 1081-662 м) в Примугоджарье, которые тоже хорошо охарактеризованы палеонтологически. Сюда же относятся отложения, вскрытые скважинами западнее на площади Остансук, находящейся в пределах одноименного прогиба. Исходя из этого, представилось возможным выделить эти отложения в качестве нового подразделения – *айдаралыашской серии* в объеме ассельского (304 м) и сакмарского (402 м) ярусов, названной по одноименному разрезу, принятому в качестве стратотипического (Рисунок 2.6). Сложена серия неравномерно переслаивающимися песчаниками серыми, бурыми, разнородными, известковистыми, алевролитами, аргиллитами серыми, темно-серыми тонкослоистыми, с конкрециями песчаников, известняками песчанистыми, реже мергелями с обильными остатками фузулинид, аммоноидей и конодонтов. Нижняя ее граница определяется по уровню смены песчанистых известняков верхнего карбона терригенными породами, содержащими фузулинид зоны *Pseudoschwagerina vulgaris* ассельского яруса нижней перми (слой 20). Во всех упомянутых разрезах палеонтологически подтверждено согласное залегание перми на карбоне.

Внутренняя прибортовая зона впадины (II), где выделены Енбекский, Жаркамысский, Кзылджарский своды по карбону, характеризуется развитием преимущественно терригенных отложений, гравитационно перемещенных по склону, расслоенных более глубоководными автохтонными образованиями. Эти отложе-

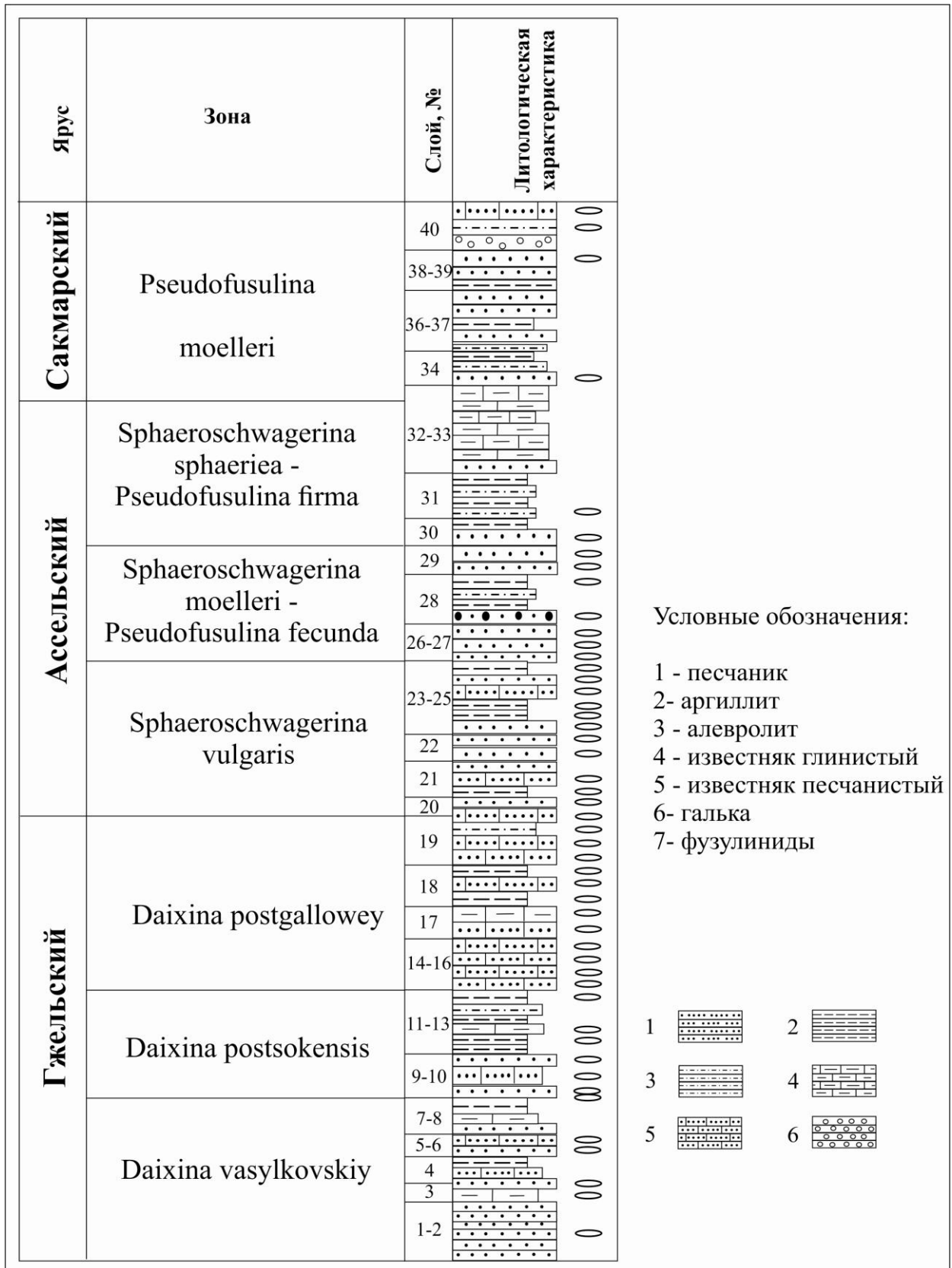


Рисунок 2.6 – Стратотипический разрез айдаралыашской серии нижней перми Прикаспийской впадины (разрез Айдаралыаш).

Составил П.Д. Кухтинов по опубликованным данным

ния ранее были выделены Д.А. Кухтиновым в каратобинскую серию в составе жанатанской, северокиндысайской, бозобинской и арансайской свит, включенные в схему 1990 года [55]. В пределах поднятий палеонтологически отмечалось несогласное залегание нижней перми на разновозрастных слоях карбона – от нижнебашкирского подъяруса до гжельского яруса [56, 57]. При этом основание разрезов нижней перми датируется различным возрастом (среднеассельским, сакмарским). В качестве примера можно назвать ряд разрезов скважин с различными соотношениями карбона и перми: Локтыбай 14 (C_{1v3}/P_{1as}), Кенкияк 89 (C_{2b1}/P_{1as3}), Бозоба 4 (C_{2m}/P_{1as2}), Куантай 1 (C_{2m2}/P_{1as2}), Арансай П-2 (C_{2m1}/P_{ss}), Синельниковская 1 (C_{3g1}/P_{1as2}), Кожасай П-3 (C_{2m1}/P_1), Кожасай П-1 (C_{2m2}/P_1), Тортколь 2 (C_{2m2}/P_{1s}), Восточный Акжар 3 (C_{1s}/P_{1as}), Жантай 1 (C_{1s}/P_1) и др. В то же время здесь установлен и согласный контакт систем в разрезах глубоководных отложений (скв. 1 Северный Киндысай), расположенных между поднятиями, и полные разрезы нижней перми, представленные образованиями глубоководных конусов выноса, залегающими несогласно на разновозрастных породах карбона [57, 58].

В пределах Южно-Эмбенского поднятия (III) и далее на юго-запад до акватории Каспийского моря развита толща карбонатных пород ассельского (339 м) и сакмарского (163 м) возраста, согласно залегающая на карбонатах карбона [59, 60] и с размывом перекрытая отложениями юры. В разрезе скв. Г-3 Восточный Тортколь последовательно выделены фузулинидовые зоны верхнего карбона - *Daixina sokensis* (1905-1839 м), *Daixina bosbytauensis* (1839-1812 м) и ассельские зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris* (1812-1765 м), зона *Sphaeroschwagerina moelleri* – *Pseudofusulina fecunda* (1765-1589 м), зона *Sphaeroschwagerina spaerica* – *Globifusulina (Pseudofusulina) firma* (1589-1587 м). Эти отложения маркируют восточную бортовую зону ПВ.

В разрезах скважин 2 и 3 Уртатау-Сарыбулак установлено несогласное залегание ассельского яруса нижней перми на московском ярусе среднего карбона [56]. Нижняя часть разреза асселя представлена мощной (до 740 м) толщей биогермных (тубифитовых) известняков. Верхняя часть разреза яруса (215 м) сложена известняками органогенно-детритовыми, фузулинидовыми, биогермными.

Размытая поверхность ассельских известняков перекрыта породами юры. В пределах Южной структуры разрез нижней перми представлен толщей карбонатных пород (400 м) ассельского яруса, залегающей на верхнемосковских отложениях.

На юго-востоке ПВ, западнее предыдущей зоны, выделена Тортай-Биикжальская зона (IV) развития неравномерно переслаивающихся песчаных, глинистых, туфогенных, кремнистых, карбонатных пород с прослоями, пачками обломочных известняков, с текстурами оползания, градационной слоистостью, характерной для гравититов. Эти отложения выделены А.В. Синельниковым [61] в тортайскую серию, литологическая характеристика которой позднее более полно была описана В.Н. Кривоносом [62]. По его данным в разрезе скв. 1 Тортай зафиксировано несогласное залегание на нижнем карбоне (серпуховском ярусе) аргиллитово-известковистой толщи асселя, перекрываемой также с размывом верхнеартинскими грубообломочными терригенными отложениями. В склоновом разрезе, вскрытом скважиной 2 Сазтобе, нижнекаменноугольные отложения перекрыты толщей грубообломочных известняков (208 м) с остатками ассельских и сакмарских фораминифер, которые рассматриваются как шлейф от карбонатных толщ. Выше располагаются аргиллитовая пачка сакмарского яруса, сложенная темноцветными (до черных) известковистыми аргиллитами, туфогенными глинами, туфами, туффитами, кремнистыми породами мощностью от нескольких метров до 120 м (скв. 16 Маткен), мергельно-аргиллитовая пачка нижнеартинского подъяруса (до 10 м), которая представлена темносерыми до черных известковистыми аргиллитами, расслоенными мергелями, реже кремнистыми породами, туфами и туфогенными глинами с палинокомплексом нижнеартинского подъяруса, несогласно залегающая сероцветная грубообломочная толща верхнеартинского подъяруса (87 м в скв. 2 Биикжал, 287 м в скв. 10 Ушмола, 444 м в скв. 10 Шолькара), датированная миоспорами. В разрезах склонового типа мощность последней толщи увеличивается до 693 (скв. 3 Молодежная) – 733 м (скв. 4 Тортай).

На сводах структур южной (внутренней) прибортовой зоны (V) развиты маломощные отложения глубоководного облика. В пределах Астраханского свода ниже-среднекаменноугольные карбонатные отложения перекрыты «битуминоз-

ной» (битуминозно-кремнисто-карбонатно-глинистой) толщей (16-170 м) или ширьевской свитой [55], сложенной переслаивающимися аргиллитами, пелитоморфными, нередко окремнелыми доломитами и глинистыми известняками, силицитами с включениями битума, пирита, остатками цефалопод, остракод, мелких фораминифер, радиолярий, мегаспор и миоспор. Первоначально Г.И. Беловой [63] по миоспорам был определен артинский возраст этих отложений, но позднее также по палинологическим данным Н.Н. Подгайной [55, 64] было обосновано присутствие здесь отложений холодноложского и шиханского горизонтов ассельского яруса, тастубского и стерлитамакского горизонтов сакмарского яруса, бурцевского, иргинского, саргинского и саранинского горизонтов артинского яруса. Выше лежащие отложения филипповского (переслаивающиеся доломиты, ангидриты, глинисто-битуминозные и соленосные породы) и иренского (сульфатно-галогенные породы) горизонтов кунгурского яруса залегают также согласно. О наличии признаков перерывов внутри перми данных не приведено.

В пределах Гурьевского свода скважиной П-3 пройдены ассельско-сакмарские отложения (150 м) – тонкослоистые аргиллиты с прослоями алевролитов, туфов, известняков, алевролитов, с конодонтами гжельско-ассельского возраста и известняки доломитизированные с остатками радиолярий, спикул губок и мелких фораминифер *Hyperamminoides samarensis*, *Glomospira pusilla*, *G. elegans*, *Globivalvulina bulloides*, *Geinitzina spandeli*, *G. minima* артинского возраста. Считалось, что нижняя пермь на юго-востоке, юге ПВ представлена только верхнеартинским подъярусом. В настоящее время находками конодонтов и миоспор подтверждено широкое развитие ассельских и сакмарских отложений. В пределах Маткен-Ушмолинской зоны (юго-восточнее Каратон-Тенгизской зоны) установлен ассельский ярус в полном объеме мощностью от 50 до 400 м, представленный сероцветными аргиллитами с прослоями туфов, пелитоморфных известняков, мелкозернистых песчаников, с остатками конодонтов.

По мнению автора, аналогичные образования, описанные на других структурах южной части ПВ (Каратон, Тенгиз и др.), можно рассматривать в составе

ширяевской свиты. На склонах структур наблюдается увеличение мощности свиты и ее насыщение продуктами гравитационного оползания.

На смежной территории Каракульско-Смушковской зоны (VI) развиты флишоидно-молассовые образования нижней перми большой мощности (до 2,5-3,0 км), перекрывающие согласно терригенно-карбонатные породы гжельского яруса верхнего карбона. Нижнепермская часть разреза подразделена Е.В. Мовшовичем [55] на сухотинскую свиту (ассельский ярус) и астраханскую серию в составе джакуевской, высококовской, таболасской и тинакской свит. В целом стратиграфическая принадлежность перечисленных подразделений обоснована Н.Н. Подгайной [64] спорово-пыльцевыми комплексами (СПК I-XII), сопоставленными со СПК палинозон унифицированной стратиграфической схемы нижней перми. Данные о сакмарском ярусе отсутствуют, что связано, возможно, с его малой мощностью.

В Центрально-Прикаспийской депрессии (VII) отложения нижней подсолевой перми еще не вскрывались бурением, но можно предположить присутствие здесь гемипелагических (бассейновых) кремнисто-глинисто-карбонатных отложения небольшой мощности.

В разрезе нижней перми Карасальской моноклинали (VIII) Е.В. Мовшовичем [55] описаны несогласно залегающая на верхнем карбоне абганеровская серия в составе кенкрявской (карбонатной) свиты ассельского яруса, тингутинской (карбонатной) свиты сакмарского яруса и нижнеартинского подъяруса и карасальская серия в составе кануковской (карбонатно-ангидритовой) и городовиковской (карбонатно-галититово-ангидритовой) свит саргинского горизонта, котельниковской (ангидритово-доломитовой) свиты саранинско-филипповского возраста. Предполагается, что на этой территории повсеместно имеют место перерывы, приходящиеся на нижние и верхние границы названных серий и между свитами карасальской серии.

На остальной территории впадины выделены четыре зоны с характерными разрезами – внешней прибортовой, бортовой, внутренней прибортовой и склона, рифового массива Карачаганак.

По данным Ю.А. Писаренко и др. [65, 66] разрезы внешней зоны (IX) представлены николаевской (преимущественно известняки ассельского яруса) и мокроусовской (доломиты с прослоями известняков и ангидритов сакмарского яруса и нижнеаргинского подъяруса) свитами и карпенской серией (доломиты, ангидриты, ангидрит-доломиты саргинского, саранинского и филипповского горизонтов).

Следует отметить, что в описании разреза Николаевской опорной скважины №2, принятого в качестве стратотипического для одноименной свиты, граница между двумя системами была установлена в подошве известняковой брекчии, наличие которой принималось за доказательство перерыва в осадконакоплении. Однако вышележащие отложения (интервалы 2288,29-2289,0 м, 2291,7-2293,69 м и 2294,29-2297 м) охарактеризованы комплексом фузулинид зоны *Daixina bosbytauensis* (*Daixina biconica*, *D. vozghalensis*, *D. robusta*, *D. sakmarensis*, *D. ex gr. robusta*, *D. ex gr. ossinovkensis*, *Pseudofusulina krotovi* и др.), венчающей разрез карбона. В настоящее время нижняя граница перми в данном разрезе определяется по появлению массовых швагерин на глубине 2289,8 м. По мнению П.Д. и Д.А. Кухтиновых [67] сама идея этого несогласия в разрезах внешнего обрамления Прикаспийской впадины оказалась несостоятельной. Практически повсеместно во внешней прибортовой зоне ПВ зафиксирована согласная граница смежных систем. На юге Оренбургской области она определена по смене комплексов фузулинид [68]. Ассельский ярус представлен всеми тремя фузулинидовыми зонами. Аналоги всех трех зон ассельского яруса были установлены Н.Б. Гибшман [69] также в центральной части северной прибортовой зоны ПВ.

В разрезах бортовой зоны (X) нижняя пермь характеризуется наибольшей мощностью отложений и широким развитием органогенных построек, сложенных водорослевыми, водорослево-фораминиферовыми, фузулинидовыми, криноидно-фузулинидовыми, мшанково-тубифитовыми, онколитово-водорослевыми, органогенно-детритовыми известняками местами переходящими в доломиты, иногда с включениями сульфатных пород, насыщенных остатками разнообразных ископаемых организмов, обеспечивающими идентификацию всех региональных подразделений нижней перми.

В некоторых разрезах северного борта впадины Т.К. Замилацкая и В.А. Горошкова [70] установили присутствие ассельского яруса в объеме всех трех зон, залегающего на отложениях верхнего или среднего (московский ярус) карбона (Ершовско-Пигаревский участок). Восточнее (Бугринская площадь) и южнее нижнебашкирские или серпуховские отложения перекрыты, по их мнению, средней зоной ассельского яруса (Рисунок 2.7). Сакмарский ярус развит повсеместно, но его объем изменяется по площади: на Ершовско-Пигаревском и Гремячинско-Усовском участках он представлен тастубским горизонтом, на Ташлинско-Кошинском и Карачаганакско-Нагумановском – он в полном объеме, на некоторых структурах присутствуют только стерлитамакские отложения. Артинский ярус развит повсеместно в полном объеме. В пределах этой зоны наблюдается постепенное, местами полное замещение сульфатных пород карпенской серии карбонатными.

Во внутренней прибортовой зоне (XI), соответствующей внешнему краю шельфа и переходу его к склону происходит сокращение мощности нижнепермских докунгурских отложений, замещение их более глубоководными образованиями - известняками, доломитами темно-серыми до черных, тонкослоистыми, участками кремнистыми, глинистыми, переслаивающимися с доломитами органогенно-обломочными, органогенно-детритовыми, с включениями обломков карбонатных пород, которые образуют отдельные прослои. Подобного типа разрезы Ю.А. Писаренко и др. [65, 66] отнесены к упрямовской свите. Местами отмечается несогласное залегание свиты на разновозрастных толщах карбона, вплоть до серпуховского яруса.

К отдельному району отнесен атоллоподобный рифовый массив Карачаганак (XII), в строении продуктивной части которого принимают участие нижнепермские, каменноугольные и девонские отложения. Как и в разрезах бортовой зоны, нижняя пермь от филипповского горизонта кунгура до ассельского яруса включительно представлена здесь преимущественно органогенными известняками и доломитами с многочисленными остатками фораминифер, остракод, реже конодонтов и других остатков. Нижняя часть этих карбонатов надежно датирована по фу-

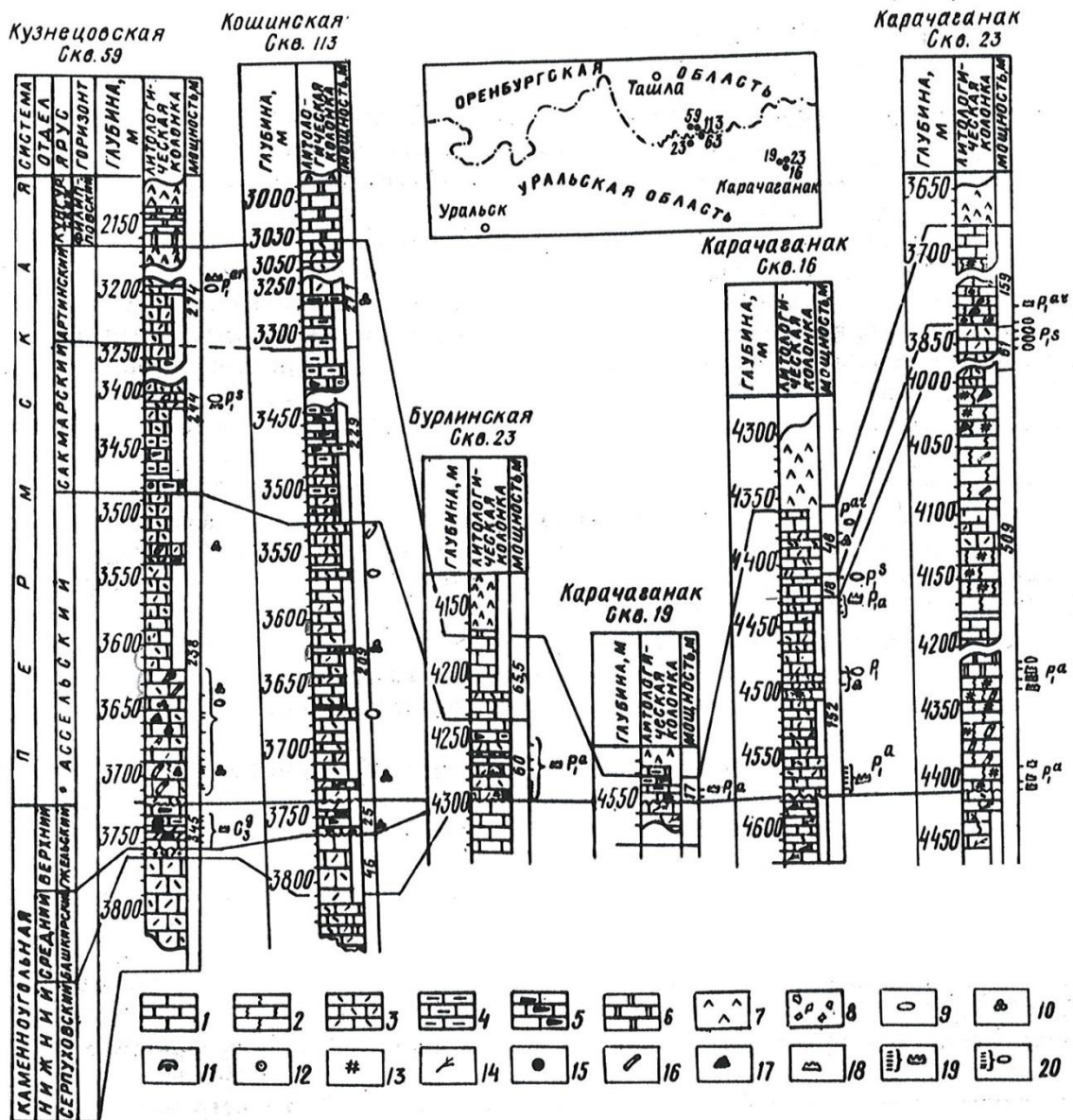


Рисунок 2.7 – Стратиграфические соотношения каменноугольных и нижнепермских отложений в разрезах бортовой и внутренней прибортовой зон северо-восточного сегмента Прикаспийской впадины (по данным В.А. Горошковой и др. [74]). 1 – известняк, 2 – известняк биогермный, 3 – известняк органогенно-детритовый, 4 – известняк глинистый, 5 – известняк с ОВ, 6 – доломит, 7 – ангидрит, 8 – обломки пород, 9 – фузулиниды, 10 – фораминиферы, 11 – брахиоподы, 12 – криноидеи, 13 – мшанки, 14 – водоросли, 15 – сине-зелёные водоросли, 16 – тубифиты, 17 – багряные водоросли, 18 – конодонты, 19 – положение образцов с конодонтами в разрезе, 20 – положение образцов с фузулинидами в разрезе.

зулинидам средней зоной ассельского яруса, что рассматривалось как подтверждение неполноты пермского разреза (Рисунок 2.7). К тому же подстилающие отложения были представлены карбонатами башкирского и серпуховского ярусов карбона. При этом не привлекло должного внимания наличие между этими толщами светлых карбонатов маломощной пачки черных глинисто-битуминозных известняков, мергелей, туфогенных пород, содержащей остатки конодонтов зоны

Streptognathodus barskovi нижней перми. Очевидно, что данная пачка занимает естественное положение недостающей части разреза, т.е. нижней зоны ассельского яруса.

В настоящее время имеются многочисленные модели строения бортовых зон, полученные на основе данных бурения и сейсмостратиграфии, которые демонстрируют последовательное выклинивание в сторону бассейна верхнепалеозойских, в том числе нижнепермских толщ [71, 72 и др.]. При этом фациальное замещение более мощных мелководных образований маломощными глубоководными отложениями подтверждается данными бурения. Весьма наглядны в этом отношении данные по профилю скважин, пересекающих бортовую зону в районе рифового массива Карачаганак.

Пробуренные в бортовой зоне скважины 59 Кузнецовская и 113 Кошинская вскрыли карбонатные отложения докунгурской нижней перми мощностью 856 и 709 м соответственно, залегающие на верхнем карбоне (гжельском ярусе). По направлению к одиночной рифовой постройке Карачаганак мощность синхронных отложений на очень коротком расстоянии последовательно уменьшается до 125,5 м (Бурлинская скв. 23), затем в пределах Карачаганака до 17 м (скв. 19), постепенно возрастая до 218 м (скв. 16) и 529 м (скв. 23). Несколько восточнее рифа на площади Сухоречка (скв. 40) вскрыт разрез, в котором синхронные отложения отсутствуют полностью и нижний карбон перекрывают породы кунгура. Объяснить образование подобных стратиграфических соотношений в близко расположенных разрезах тектоническими движениями невозможно, но можно увидеть здесь признаки долгоживущего подводного каньона.

Подтверждение сказанному имеется в данных Б.М. Куандыкова и др. [47]: в раннем визе при снижении уровня моря на платформе, в пределах Погодаево-Остафьевского прогиба образовалась примерно 30-метровая пачка аргиллитов бобриковского возраста, а перед фронтом шельфового края – мощная (380 м) дельтовая система; в позднебашкирское – верейское время также в условиях снижения уровня моря формировались глинистые, реже алевро-песчаные породы мощностью 40-100 м на карбонатной платформе, увеличиваясь в пределах при-

бортовой клиноформы до 200-300 м и более; по кровле турнейских отложений отмечаются эрозионные врезы, свидетельствующие о существовании каналов транзита осадков во впадину; привнос терригенного материала шел главным образом через Погодаевско-Остафьевский прогиб, на выходе которого образовался мощный конус, часть которого находится в пределах площади Жаик. Разница в мощностях только нижнепермских отложений свидетельствует о значительной глубине бассейна за пределами бортовой зоны, превышающей, вероятно, 1 км, а также о значительной крутизне бассейнового склона, достигающей 30-40° [47, 73].

В разрезах скв. 25 Ташлы, скв. 63 и 113 Кошинских, скв. 59 Кузнецовской северной бортовой зоны В.А. Горошкова и др. [74] отмечали залегание на размытой поверхности отложений краснополянского горизонта пачки (19-23 м) известняков темно-серых до черных, прослоями серых, зеленовато-серых, глинисто-битуминозных, являющейся, вероятно, глубоководным аналогом средневерхнекаменноугольных образований, распространенных севернее. По фораминиферам нижняя часть пачки датировалась как верейская, верхняя – как гжельская. В скважинах 63 (инт. 3849-3852 м) и 59 (3730-3760 м) были встречены смешанные комплексы конодонтов и фораминифер, состоящие из касимовских и гжельских видов. В скважине 113 (инт. 3760-3763 м) И.И. Далматской обнаружен смешанный комплекс фораминифер башкирско-раннемосковского возраста.

К югу, во внутренней прибортовой зоне, амплитуда предпермского перерыва возрастает: из разреза выпадает башкирский ярус, а нижележащие серпуховские отложения (Бурлинская скв. 23) перекрыты толщиной серых известняков нижней перми (125,5 м), в нижней части которой А.Н. Реймерсом [75] установлен ассельский ярус в объеме трех конодонтовых зон, в том числе нижней зоны *Streptognathodus barskovi* (инт. 4295,5-4251 м).

Как уже отмечалось, аналогичные соотношения карбона и перми фиксировались во внутренней прибортовой зоне вдоль всей периферии ПВ. Это стало поводом для появления идеи регионального несогласия на границе карбона и перми, а также несогласий на различных уровнях нижней перми, обусловленных положительными тектоническими движениями отдельных участков впадины – вплоть до

тектонической инверсии всего Прикаспийского региона с размывом отложений в центральной части до нижнего палеозоя [30, 55, 56, 57, 58 и др.]. По данным Я.Ш. Шафира и др. [80] в бортовых зонах ПВ имеют месторегиональные предассельский, предпозднеартинский, предпозднекунгурский перерывы в осадконакоплении. Указано, что на западе ПВ амплитуда размыва верхнего карбона, московского и верхов башкирского ярусов (скв. 276 Никольская) составляет около 1250 м. В то же время в рассмотренных ими разрезах палеонтологических данных непосредственно из контактирующих слоев смежных подразделений, которые подтверждали бы такой вывод, было явно недостаточно. Интервалы недостоверности (палеонтологически неохарактеризованные) достигают многих метров, даже десятков метров. Очевидно, что единичные точечные определения возраста в разрезах не могут быть перенесены на всю неизученную часть разреза и, тем более, на весь регион. Кроме того, при сравнении данных по различным территориям выявляется, что отмеченные несогласия асинхронны, следовательно, они имеют только локальное распространение и иную природу.

Инверсионные идеи поддерживаются и в наши дни. Например, по представлениям А.А. Брыжина, А.В. Фирсова [81] «Возникшая в результате инверсионного процесса в центральной части Прикаспийской впадины горная гряда стала источником привноса огромного количества терригенного материала в Прикаспийскую впадину, начиная со среднекаменноугольного времени до нижнепермского периода» (с. 5). Мысль не новая, состоящая из непреодолимых противоречий. Однако, предполагая инверсию ПВ, т.е. превращение седиментационного бассейна в область сноса, никто из сторонников этой идеи не указал возможные направления переноса огромных масс продуктов разрушения мощных толщ и местоположения депоцентра, способного их принять. Поскольку во внешней прибортовой зоне осадконакопление существенно не прерывалось, то обломочный материал с этой размываемой гипотетической суши должен был поступать сюда, препятствуя карбонатонакоплению в целом и рифообразованию в частности. Каких-либо подтверждений этого процесса не наблюдается.

Иная модель формирования регионального несогласия на рубеже карбона и перми предложена Ю.И. Никитиным [82]. Автор предполагает, что в предпермское время имело место снижение уровня моря в Прикаспии, обусловленное материковым оледенением на юге Гондваны. В результате этого происходила интенсивная волновая и субаэральная эрозия осушенных областей каменноугольного шельфа и внутривпадинных поднятий, сложенных карбонатными породами. При последующей раннепермской трансгрессии внутривпадинные поднятия оказались перекрыты глубоководными осадками, на отдельных, конседиментационно развивающихся структурах, началось рифообразование (Карачаганак). При кратковременных регрессивных явлениях происходила эрозия формировавшегося пермского шельфа и перемещение обломочного материала с остатками мелководной фауны в обстановку глубоководья.

В этой модели остается необъяснимым следующее: а) отсутствие несогласия между системами во внешней прибортовой зоне, относящейся к мелководной части шельфа, которая частично могла находиться в обстановке субаэральной эрозии; б) выпадение нижних подразделений (слоев, зон, горизонтов) нижней перми из разрезов, формировавшихся во внутренних областях впадины, откуда море не уходило; в) наличие глубоководных отложений, заключающих аллохтонный материал с остатками переотложенной фауны, там, где должны были формироваться мелководные образования нижней перми.

Поскольку во многих работах речь идет о перерывах регионального значения, имеет смысл обратить внимание на данные по смежным территориям, представленные в обобщенном виде в корреляционной части унифицированной схемы стратиграфии нижней перми Русской плиты [55]. Согласно этому документу на всей обширной территории, примыкающей к ПВ с севера и запада, разрезы нижней перми повсеместно представлены в полном объеме. Лишь в пределах крупных поднятий Среднего Поволжья И.Н. Тихвинский [83] отмечал небольшой размыв и трансгрессивное несогласие.

Весьма интересная информация относительно позднепалеозойской ледниковой эпохи, с которой связывался перерыв на рубеже карбона и перми во многих

районах и нередко смена фаций в сторону мелководных обстановок, получена А.С. Алексеевым и др. [84] при анализе данных по ВЕП. Было установлено следующее: а) в разрезах западного склона Южного Урала перерыва на границе гжельского и ассельского ярусов нет; б) в разрезах Подмосковья, которое в то время располагалось сравнительно недалеко от береговой линии мелководного эпиконтинентального бассейна, никаких особых изменений на этом рубеже нет, хотя в этом случае гляциальные падения уровня моря должны быть наиболее заметными. Однако и в терминальных слоях карбона (мелеховский горизонт) и в основании асселя (холодноложский горизонт) распространены мелководные карбонатные, часто полностью доломитизированные породы с богатой фауной фузулинид и одиночных кораллов-ругоз. На уровне гжельского яруса отмечено три уровня развития терригенных пород, которые могут свидетельствовать о проявлении регрессивных тенденций. В пределах Самарской Луки (разрез Яблоневого оврага) в нижней части гжельского яруса зафиксирован перерыв, но на границе карбона и перми ни перерыва, ни существенной фациальной смены не наблюдается.

Аналогичные данные приведены в работе И.Ю. Лапкина и Ю.И. Каца [85]: на рубеже карбона и перми развивалась экваториальная трансгрессия, характер которой выявляется методами прямых геологических наблюдений (анализом перерывов и несогласий, палеогеографическими построениями), а также косвенными методами (анализом мощностей, фаций, формаций, палеоэкологическими и биостратиграфическими методами). Прямыми геологическими наблюдениями подтверждается единство условий залегания гжельских и ассельских отложений Восточной Европы и Северной Америки, но подчеркивается, что трансгрессия в асселе проявила себя более интенсивно, чем позднекаменноугольная.

Подтверждение сказанному можно увидеть на кривой берегового трансгрессивного прилегания [86], являющейся индикатором эвстатических колебаний уровня моря (Рисунок 2.8).

В настоящее время предпочтительным является представление о развитии ПВ в позднем палеозое как некомпенсированной депрессии, бортовые зоны которой сложены рифовыми образованиями девона, карбона и нижней перми [2, 73 и

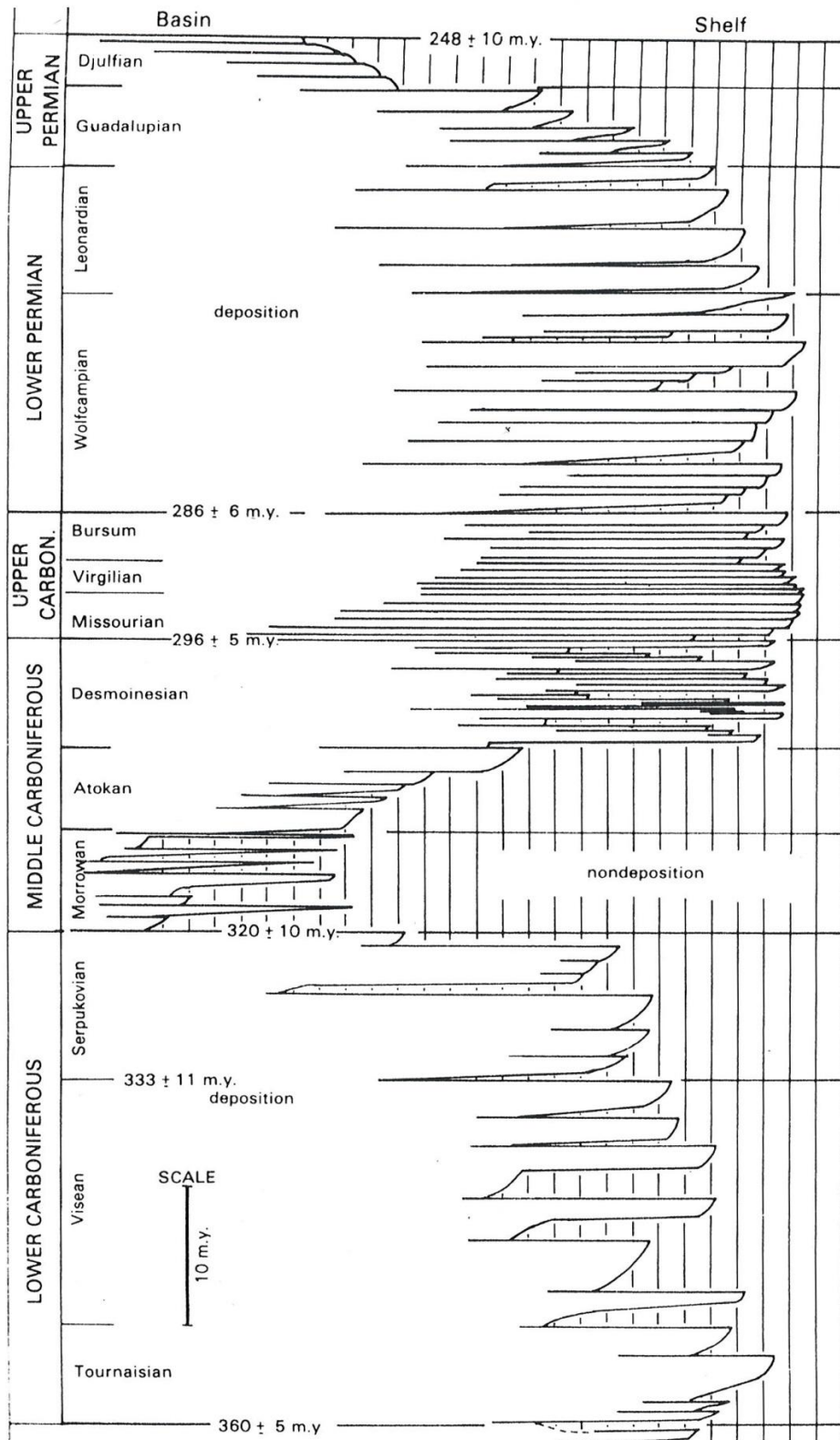


Рисунок 2.8 – Кривая берегового трансгрессивного прилегания как индикатор эв-статических колебаний уровня моря [86].

др.], обрамленными слоистыми образованиями шельфа со стороны платформы и глубоководными депрессионными отложениями со стороны бассейнового склона. Эта точка зрения получила реальное подтверждение сейсмическими данными. В то же время, перерывы, равно как и вызвавшие их причины, не выходят за пределы впадины, более того, они локализованы в основном в этой внутренней прибортовой зоне, соответствующей внешнему краю шельфа и отчасти склону.

Рассматривая проблему перерыва на границе систем, представляется необходимым расчленить ее на три части, связанные соответственно с формированием неполноты разреза каменноугольных – башкирских и иногда серпуховских отложений, сокращением мощности до полного выпадения из разреза московских, касимовских и гжельских отложений и реальным или предполагаемым выпадением из основания нижней перми какой-то ее части.

Очевидно, что резкое падение уровня океана с частичным осушением области шельфа произошло раньше – в позднебашкирское и раннемосковское время (Рисунок 2.8). Автору близки представления О.Н. Марченко и др. [87] о том, что в пределах Прикаспия существовал бассейн океанического типа, снижение уровня которого фиксируется появлением несогласия между башкирским и московским ярусами среднего карбона, а последующее повышение его уровня в среднем-позднем карбоне и ранней перми привело к смене мелководной обстановки глубоководной. В первом случае мог происходить размыв ранее накопленных отложений и перемещение осадков по склону во впадину с формированием каньонов и конусов выноса, во втором – терригенное осадконакопление на шельфе сменилось карбонатным, на континентальном склоне формировались глубоководные (гемипелагические) осадки (мергели, кремнистые глины, кремнистые известняки, туффиты). В условиях высокого стояния уровня океана на границе шельфа и склона постоянно ощущался дефицит осадочного материала, представленного в основном взвесью. При этом обычным являлось неотложение, унос осадков течениями, формирование в некоторых случаях конденсированных слоев, представленных наиболее крупными частицами и/или остатками фауны, имеющих различный воз-

раст. В середине ранней перми отмечается новое понижение уровня моря, приведшее к обмелению или осушению отдельных участков шельфа, возникновению перерывов и очередному сбросу значительной массы накопившихся осадков на второй глобальный уровень седиментации.

При низкой скорости седиментации, измеряемой в единицах Бубнова (1 микрон в год) и влиянии взвешивающего эффекта в течение ассельского века продолжительностью около 4 млн. лет [88] могли образоваться слои мощностью в несколько метров. Выделение и прослеживание подобных маломощных стратиграфических единиц достижимо только при послойном изучении разреза, что в настоящее время фактически не практикуется по экономическим соображениям. Вероятно, по этой причине зачастую не удается достоверно определить стратиграфический объем вскрываемых отложений нижней перми, а отсутствие информации привычно увязывается с идеей неполноты пермского разреза.

В зоне сочленения Предуральского прогиба с ПВ ассельские рифогенные постройки обрамляет Соль-Илецкий свод с востока, со стороны прогиба, и с юга, продолжаясь в бортовой зоне Прикаспийской впадины [89]. На сейсмических профилях раннепермские банково-рифовые отложения прослеживаются в виде толщ с разуплотненным рисунком сейсмической записи, не образуя куполовидных структур, свойственных рифам. Возможно, эти постройки по морфологии соответствуют банкам. Строение ассельско-артинского разреза Предуральского прогиба аналогично разрезу Карачаганака. В прогибе рифогенные образования подстилаются относительно глубоководными отложениями с конодонтами холодноложского горизонта асселя, перекрывающими оолитовые известняки башкирского яруса. В бортовой зоне впадины тубифитовые известняки шиханского горизонта залегают на мелководных шельфовых известняках серпуховского яруса. В прогибе депрессионные осадки – это доломитизированные радиоляриты, аргиллиты, известковистые алевролиты с переотложенными конодонтами московского возраста и мелкообломочной известняковой брекчией, с многочисленными остатками водорослей *Tasmanites*, во впадине – ассельские радиоляриты залегают на относительно глубоководных биокластовых известняках с маломощными про-

слоями аргиллитов серпуховского яруса (скв. 2 Каинсай). В бортовой зоне впадины известковистые алевролиты (20 м) с остатками тасманитов и конодонтами холодноложского горизонта перекрывают оолитовые известняки северокельменского горизонта (скв. Нагумановская 2). Выше в разрезе появляются пелитоморфные известняки (25 м), биогермные тубифитовые известняки (250 м).

В данном случае процесс осадконакопления и формирования несогласий в области перехода от внешнего края шельфа к подножию бассейнового (океанического) склона развивался, по-видимому, в соответствии с моделями седиментации в современных морях и океанах, описанными А.П. Лисицыным [90]. С дефицитом осадочного материала связано также формирование несогласия в разрезах восточной (Кенкияк, Бозоба, Арансай и др.) и южной (Тенгиз, Астраханское поднятие и др.) внутренних прибортовых зон впадины, где разновозрастные отложения карбона несогласно перекрываются различными по возрасту глубоководными образованиями нижней перми. Выпадение из пермского разреза нижних слоев могло происходить главным образом при неотложении вследствие дефицита осадка и действия придонных течений.

Анализ фактического материала [67, 91] позволил удостовериться в том, что на рассматриваемой территории а) существуют разрезы, где хиатус на границе карбона и перми отсутствует, что подтверждено палеонтологически, б) имеются примеры ошибочного определения несогласия, в) обычны случаи превышения возможностей точечных определений органических остатков для оценки стратиграфического объема пограничных отложений и характера границы между смежными подразделениями систем, г) весьма вероятно существование зон ненакопления осадков и/или транзита – без седиментации. Также уместно сослаться на данные Селли [92] о том, что на большой глубине скорость осадконакопления столь мала, что может оказаться равной скорости растворения, следствием чего является равновесная обстановка или ГКК – глубина карбонатной компенсации [93]. Кроме того, не были учтены и использованы рационально некоторые важные обстоятельства, связанные с экологической зависимостью и эволюционным развитием организмов, прежде всего фузулинид и конодонтов. Так, Н.Б. Гибшман [94]

обратила внимание на прерывистый характер развития фауны во времени, имея в виду отсутствие фузулинид в низах ассельского яруса в некоторых разрезах перми северной бортовой зоны ПВ. Однако, по ее мнению, при этом существовала возможность выделения отложений этого возраста по комплексу мелких фораминифер, в котором постоянно присутствуют виды *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Tetrataxis plana* Moroz., *Palaeotextularia occidentalis* Moroz.

В процессе длительного поиска стратотипа нижней границы перми Б.И. Чувашов и В.В. Черных [88] установили, что стратиграфия по конодонтам более эффективна для депрессионных фаций, по фузулинидам - для относительно мелководных шельфовых отложений. Кроме того, выявилось значительное расхождение в уровнях появления видов-индикаторов в этих группах: границы по конодонтам отбиваются выше фузулинидовых на десятки метров в терригенных фациях и на несколько метров в конденсированных разрезах.

В свете рассматриваемой проблемы представляют интерес материалы по конодонтам, изученным в разрезах восточной (Жанажол) и северной (Карачаганак) прибортовых зон впадины. Согласно данным Н.С. Овнатановой и Л.З. Ахметшиной [95] терригенные отложения ассельского яруса Жанажола рассматривались в составе двух конодонтовых зон – *Streptognathodus wabaunsensis* и *Streptognathodus barskovi*, которые сопоставлялись соответственно с нижней и средней-верхней фузулинидовыми зонами асселя. При отнесении зоны *wabaunsensis*, сопоставляемой с фузулинидовой зоной *Daixina bosbytauensis*, к карбону, де-факто нижней зоной ассельского яруса должна быть *barskovi*, которая на Карачаганак зафиксирована ими в подошве темноцветной пачки (скважина 19, интервал 4548-4554 м), подстилающей мощную толщу рифогенных образований с фузулинидами средней зоны асселя в основании. Однако в данном случае авторы зафиксировали выпадение нижней зоны асселя, т.е. перерыв.

В отчете о работе Международного симпозиума по стратиграфии, событиям и минеральным ресурсам перми [96] нашла отражение неустойчивая ситуация при выработке предложений по обновлению пермской шкалы на основе новых подходов. Заслуживает внимания вариант четырехчленного деления перми на

основе данных по аммоноидеям, конодонтам и фузулинидам, опубликованный спустя два месяца после окончания симпозиума. Представляет интерес приведенный ниже вариант деления ассельского яруса:

Ярус	Аммонитовые зоны	Конодонтовые Зоны	Фузулинидовые зоны
Ассельский	<i>S. serpentinum</i> <i>S. primore</i>	<i>S. postfusus</i> <i>S. fusus</i> <i>S. constrictus</i> <i>S. barskovi</i>	<i>Sphaeroschwagerina sphaerica</i> – <i>Ps. firma</i> <i>Sphaeroschw. moelleri</i> – <i>Ps. firma</i> <i>Sphaeroschw. vulgaris</i> – <i>S. fusiformis</i>

Исследования филогении конодонтов, проведенные А.Н. Реймерсом [75], позволили выявить несколько линий развития рода *Streptognathodus*. На ассельский век приходится, по его данным, стрептогнатовый этап развития конодонтов. Виды этого рода известны с каменноугольного времени, а в асселе заканчивают свое развитие, дав вспышку видового разнообразия. К настоящему времени из ассельского яруса известно более 20 видов стрептогнатодусов. При этом этапность в развитии конодонтов совпадает с этапностью развития фузулинид и, в определенной мере, аммоноидей. Это позволило автору на филогенетической основе создать зональную схему и определить списки характерных видов выделенных зон. Прежние зональные схемы базировались на находках конодонтов в отдельных образцах и разрезах, стратиграфическое положение которых определялось по остаткам фузулинид или аммоноидей, а то и по принадлежности к определенному стратиграфическому подразделению.

В схеме, предложенной А.Н. Реймерсом, ассельский ярус представлен тремя зонами – *Streptognathodus barskovi*, *Streptognathodus fusus*, *Streptognathodus postfusus*. Характерными видами нижней зоны названы *Streptognathodus alius* Akhm., *Str. elongatus* Gun., *Str. simplex* Gun., *Str. barskovi* Koz., *Str. nodularis* Resh. et Chern., *Str. invaginatus* Resh. et Chern., *Str. flangulatus* Resh. et Chern., *Str. wabaunensis* Gun., *Str. conjunctus* Bars. et al., *Str. miacutus* Bars. et Reim., *Str. cristellaris* Chern. et Resh., *Str. longissimus* Chern. et Resh., *Str. asselicus* Isak. В верхней части

зоны отмечены *Str. constrictus* Chern. et Resh. и некоторые “неогондолеллы”. Верхняя граница зоны определяется по первому появлению вида *Str. fusus* Chern. et Resh.

Принципиальное значение имеет то обстоятельство, что А.Н. Реймерсом был переизучен материал Н.С. Овнатановой из некоторых разрезов северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. В частности, в разрезе Бурлинской скважины 23 были встречены комплексы конодонтов всех трех выделенных им зон ассельского яруса: *Streptognathodus barskovi* (интервал 4301-4286,5 м), *Streptognathodus fusus* (интервал 4287-4283 м), *Streptognathodus postfusis* (4282-4257 м), мощности которых равны соответственно 14, 4 и 25 м. В комплексе нижней зоны фигурируют виды *Str. miacutus*, *Str. constrictus*, *Str. cristellaris*, *Str. simplex*, *Str. alius*, *Str. barskovi*, *Str. nodulinaris*, *Str. conjunctus*, *Str. aff. wabaunsensis*, *Str. flangulatus*, *Str. invaginatus*, *Str. longissimus*, которые входят в состав зонального комплекса, приведенного выше.

Необходимо отметить, что подобная схема зонального деления ассельского яруса по конодонтам предлагалась ранее JinYugan, Sheng Jinzhang, B.F. Glenister et al. [97]. Последовательность зон имела следующий вид: *Streptognathodus barskovi*, *Streptognathodus constrictus*, *Streptognathodus fusus*, *Streptognathodus postfusis*.

Очевидно, что подобная ситуация может иметь место и в других районах впадины. В частности, об этом свидетельствуют материалы А.П. Пронина и др. [98, 99] по юго-восточной части ПВ, где широко развиты глинисто-карбонатные (склоновые) отложения ассельского яруса. В нижней части яруса выделяется глинисто-карбонатная гамма-активная пачка (10-40 м), несогласно залегающая на разновозрастных породах карбона. Раннеассельский возраст этой пачки датирован в разрезе скважины Маткен 17 (инт. 5000-5003 м) по комплексу фузулинид и в скважине Елемес 6 (инт. 4335-4342 м) по конодонтам *Streptognathodus simplex*, *Str. acuminatus*, *Str. cristellaris*, *Str. fushendensis*.

Глинистый тип разреза ассельских отложений развит в пределах Маткен-Ушмолинской и Каратон-Тенгизской зон. Так, в пределах месторождения Тенгиз

нижнепермские отложения мощностью 10-120 м в центральной части и 285-320 м на периферии структуры характеризуются однородным составом (чередующиеся аргиллиты, мадстоуны, доломиты, витрокластические туфы, радиоляриты, спонголиты), глубоководным обликом и несогласным залеганием на разновозрастных (московский – серпуховский ярусы) отложениях карбона. В основании пермского разреза встречены конодонты *Streptognathodus simplex*, *Str. barskovi*, *Str. longissimus*, *Str. constrictus* (скважина 1 Каратон, инт. 3938-3941 м), *Str. elongatus*, *Streptognathodus simplex*, *Str. aff. wabaunsensis* (скважина П-10 Пустынная, инт. 3675-3678 м), которые позволяют относить вмещающие породы к нижней конодонтовой зоне *Streptognathodus barskovi* в понимании А.Н. Реймерса.

В заключение представляется важным подчеркнуть, что региональное значение имеет только одно несогласие, формирование которого началось в позднебашкирско – ранневерейское время в субаквальной, местами в субаэральной обстановке. Следы этого события зафиксированы практически по всему периметру внутренней прибортовой и отчасти бортовой зон впадины. Последующее затопление шельфа в среднем-позднем карбоне привело к созданию обстановки относительного глубоководья с неустойчивой седиментацией, дефицитом (дистрофией) осадочного материала (взвести), влиянием взвешивающего эффекта [100], перемещением его течениями и турбидитными потоками к основанию склона, и подводной денудацией, увеличивающей амплитуду уже существующего несогласия. В то же время наличие стратиграфически полных разрезов среднего-верхнего карбона и нижней перми на смежных территориях не позволяет говорить о масштабных флуктуациях уровня моря в это время, приводящих к образованию региональных несогласий. Лишь наличие глинистых или туфогенно-глинистых прослоев среди карбонатных пород свидетельствует об определенной цикличности процесса седиментации, но без заметных хиатусов.

3. РАННЕПЕРМСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ПЛАТФОРМЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Традиционно граница ПВ совпадает с московско-артинским тектоно-седиментационным уступом, протягивающимся в пределах северного и западного сегментов прибортовой зоны впадины от Волгограда до Оренбурга на расстояние свыше 800 км. При этом в ее пределах обычно выделяются три зоны (подзоны) – бортовая, внешняя и внутренняя прибортовые, которые отличаются различными типами разрезов нижнепермских отложений [101]. Благодаря различным седиментационным процессам – мощному карбонатонакоплению на шельфе (внешняя прибортовая и бортовая подзоны) и глубоководному депрессионному (некомпенсированному) на смежной территории внутренней прибортовой подзоны сформировалась уникальная бортовая зона с резким перепадом рельефа по кровле подсолевого комплекса (Рис. 3.1).

Развитые во внешней прибортовой подзоне слоистые карбонатные отложения нижней перми мощностью до 300 м формировались в обстановке относительно мелководного палеошельфа. В отдельных разрезах и на различных уровнях (особенно часто в верхах артинского и в нижней части кунгурского ярусов) присутствуют ангидриты. Эти отложения широкой полосой прослеживаются на север. Условной границей их распространения в северном направлении можно считать полосу развития положительных структур Волго-Уральской антеклизы (Токмовского, Южно-Татарского сводов), где отмечается уменьшение мощности нижнепермских отложений, выпадение некоторых элементов разреза, вызванного обмелением, появление сульфатных пород. Местами нижнепермские отложения отсутствуют полностью в результате размыва в последующее время. В восточном направлении (юго-восточная часть Бузулукской впадины и Соль-Илецкого выступа – Чинаревская, Ташлинская, Кошинская, Иртекская, Филипповская, Нагумановская и др. площади) наблюдается большее разнообразие типов карбонатных пород, заметное увеличение мощности отложений (до 600-800 м), обогащение их

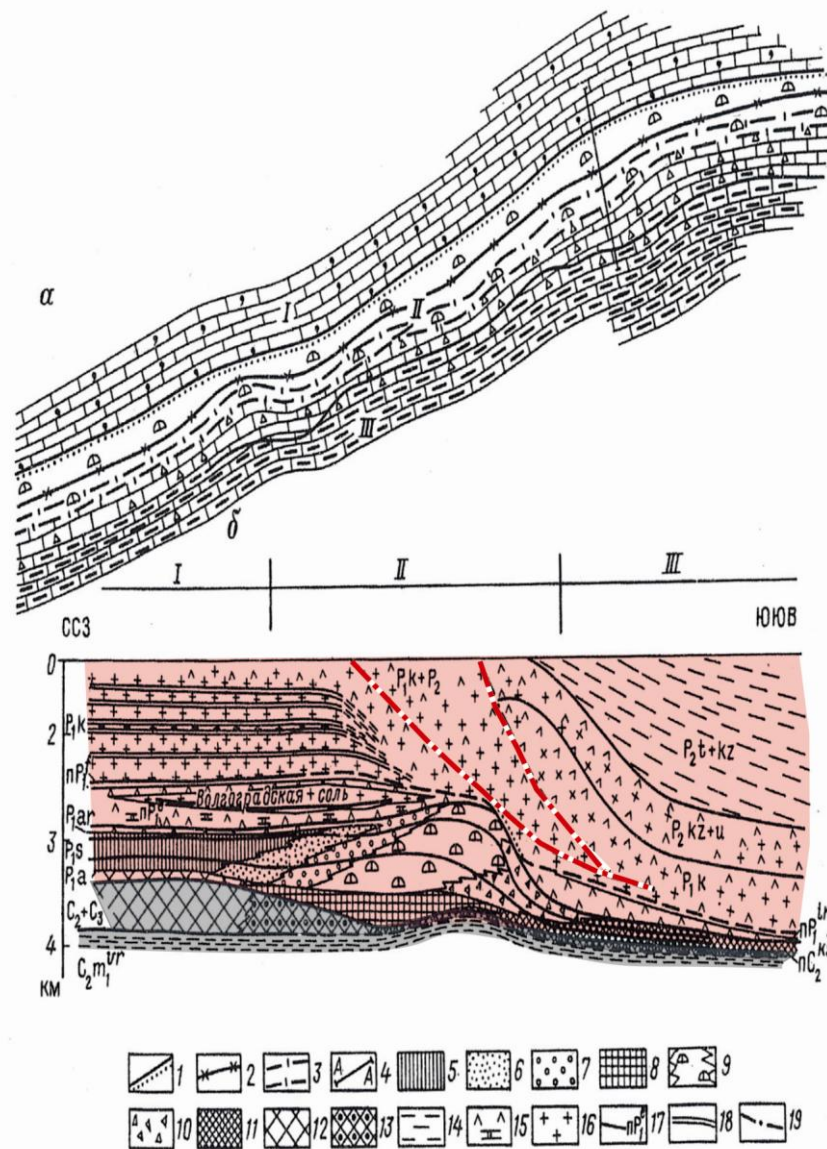


Рисунок 3.1 – Схема фациальной зональности нижнепермских подсолевых отложений северной бортовой зоны Прикаспийской впадины (а) и фациальный разрез-профиль через Западно-Тёпловскую площадь (б) (по данным Ю.С.Кононова, Ю.И. Никитина и др. [102].

Типы разреза: I – шельфовый, II – рифовый, III – депрессионный; границы распространения рифогенных отложений: 1 – ассельского яруса, 2 – сакмарского яруса, 3 – артинского яруса; 4 – линия профиля; фациальные зоны нижней перми: 5 – лагунно-шельфовая, 6 – переходная от лагунно-шельфовой к рифовому плато, 7 – рифовое плато, 8 – рифовой платформы, 9 – рифового ядра, 10 – предрифового обломочного шельфа, 11 – некомпенсированного осадконакопления; фациальные зоны надверейской карбонатной толщи: 12 – мелководно-морские шельфовые, 13 – переходные от мелководно-морских к депрессионным; 14 – терригенные породы, 15 – ангидриты с прослоями доломитов, 16 – соль, 17 – сейсмические отражающие горизонты, 18 – внутрисолевые ангидритовые реперы, 19 – нарушения.

мергельями и терригенными породами, связанное, вероятно, с приближением к Уралу.

Распространение шельфовых карбонатных отложений в западном направлении ограничивалось береговой линией (в пределах междуречья Дона и Волги, склонов Воронежской антеклизы), в юго-западном – в сторону обширной области палеодельты, развитой на территории Днепровско-Донецкой впадины – они постепенно замещаются мощными, преимущественно терригенными отложениями с прослоями карбонатных, сульфатных, галогенных и угленосных пород.

Подобное значительное по размерам и мощности геологическое тело, представленное генетически связанными относительно мелководными слоистыми известняками, пространственно замещающимися отложениями другого состава и генезиса, соответствуют такому понятию как карбонатная платформа (КП), предложенному Дж. Уилсоном [103]. Ее образование было возможным в условиях устойчивого погружения, компенсируемого накоплением карбонатных илов и песков, и глубин до 50-70 м. Выровненный рельеф дна был унаследован от предшествующего времени (девона и карбона). О малой глубине палеобассейна свидетельствует широкое развитие зеленых и сине-зеленых водорослей, обитающих обычно в пределах литорали и неглубоких участков сублиторали, то-есть в пределах эвфотической зоны, обеспечивающей растениям процесс фотосинтеза. Только красные и багряные водоросли могли обитать в более глубоководных зонах сублиторали (до 100-120 м).

В соответствии с классификацией, предложенной Б.И. Чувашовым [104], *КП, выделенная диссертантом [105], отнесена к типу клиновидных*, характеризующихся резким различием в мощностях у противоположных краев (Рисунок 3.2). Ограничением ее со стороны палеобассейна являются рифовые сооружения бортовой подзоны впадины, мощность которых достигает 700 м. Западная граница современного распространения нижнепермских отложений не может быть идентифицирована с береговой линией, поскольку в предмезозойское время они на значительной территории были полностью или частично размыты, и краевые фации (терригенные, сульфатные) здесь не сохранились.

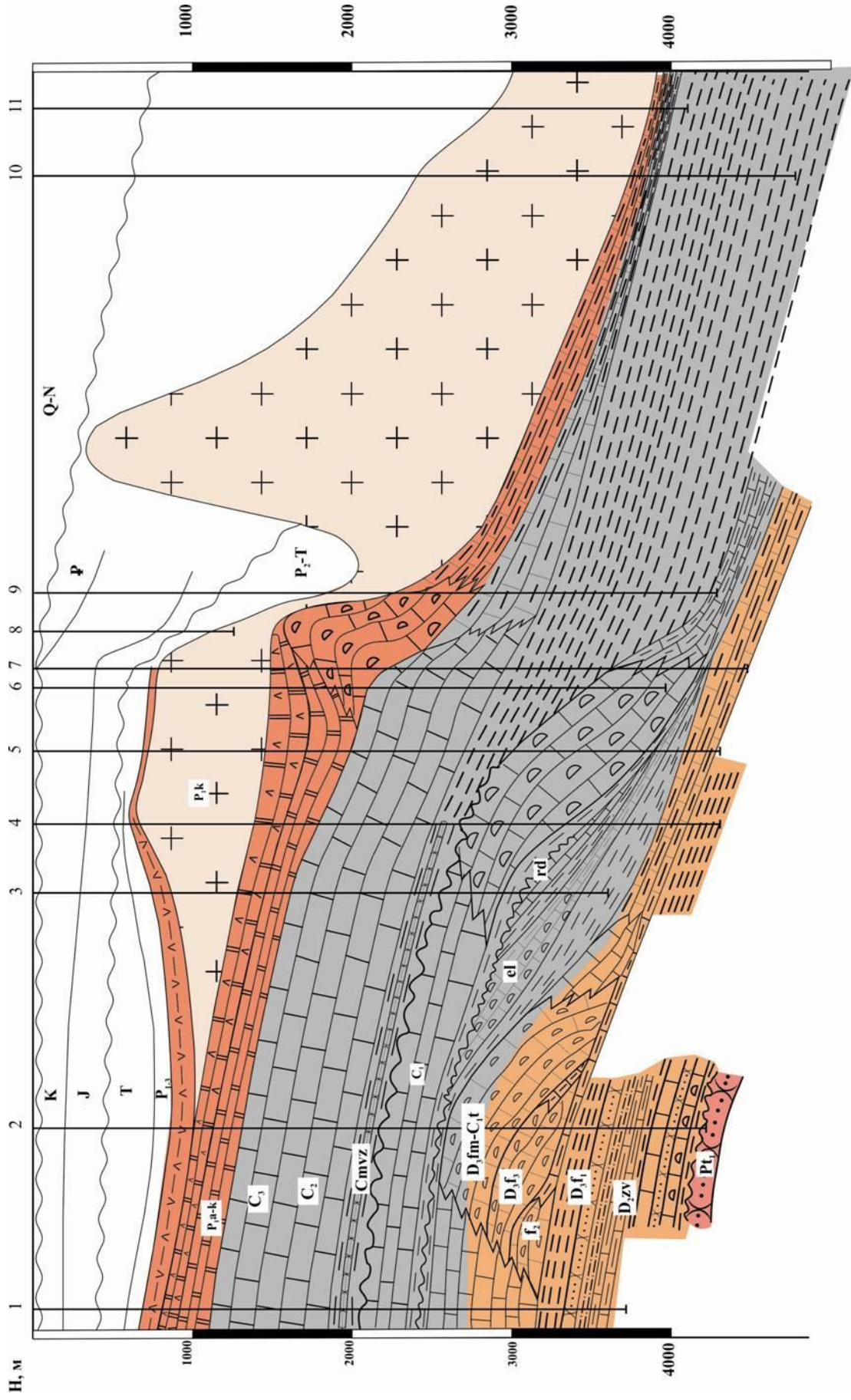


Рисунок 3.2 – Нижнепермская карбонатная платформа клиновидного типа (геологический профиль по линии скважин 1 и 2 Воскресенской и 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 и 11 Краснокутской площадей северо-западного сегмента прибортовой зоны Прикаспийской впадины – по материалам НВНИИГТ)

В разрезе этой КП выделяются карбонатная и карбонатно-сульфатная толщи. Нижняя часть карбонатной толщи сложена органогенно-детритовыми, водорослевыми (тубифитовыми), фузулинидовыми известняками, реже доломитами с остатками мелких фораминифер и фузулинид, в том числе швагерин, а также конодонтов ассельского яруса. Верхнюю часть ее слагают в основном плотные, скрытокристаллические доломиты с прослоями мелкокристаллических известняков, содержащих остатки фузулинид и мелких фораминифер сакмарского и раннеартинского возраста. Карбонатно-сульфатная толща, представленная ритмично чередующимися слоями ангидритов и доломитов. По миоспорам и остракодам установлено присутствие в ее составе отложений саргинского (?), саранинского и филипповского горизонтов. Вдоль бортовой зоны саранинско-филипповская часть разреза более насыщена карбонатными породами – седиментационно-диагенетическими доломитами, органогенно-сгустковыми, онколитовыми, оолитовыми, строматолитовыми, водорослевыми, биоморфно-детритовыми, тонкозернисто-микритовыми известняками, содержащими остатки гастропод, брахиопод, пелеципод, мелких фораминифер, остракод. Доминирующей группой в составе комплексов остракод являются *Paraparchites*, представленные разнообразными видами и многочисленными экземплярами, вследствие чего нередко образующими остракодовые известняки. Вариации в структурах и текстурах свидетельствуют о нестабильном режиме седиментации: образование строматолитовых, оолитовых и тому подобных разностей пород связывается с жизнедеятельностью обволакивающих водорослей в обстановке мелкого теплого водоема с повышенной гидродинамикой и соленостью; седиментационно-диагенетическое образование микро-тонкозернистых доломитов могло происходить в пределах пониженных (затишных) участков морского дна с повышенной соленостью, т.е. лагунах. По данным Т.А. Сипко, В.Б. Щеглова [106], выделяемые в составе карбонатно-сульфатной толщи пласты доломитов и ангидритов хорошо прослеживаются в разрезах лагунных отложений, но пласты ангидритов выклиниваются при приближении к биогермам, и тогда разрез становится полностью карбонатным: биохемогенные доломиты сменяются по простиранию водорослевыми доломита-

ми биостромового генезиса. Такой почти «безангидритовый» разрез описан Т.Н. Исаковой и др. [107] на месторождении Карачаганак, где аналоги карбонатно-сульфатной толщи представлены в нижней части доломитами серыми, комковато-сгустковыми, микро-тонкозернистыми, ангидритизированными, с маломощными пластами ангидритов, в верхней – доломитами, известняками перекристаллизованными и ангидритизированными, прослоями биогермными – строматолитовыми, водорослевыми, биоморфными – мшанково-брахиоподовыми, мшанково-гастроподовыми с остатками мелких фораминифер и остракод.

В узкой бортовой зоне развит рифовый тип разреза. Рифы образуют естественное ограничение внешнего края шельфа – барьер, имеющий, вероятно, прерывистое распространение. Разрезы этого типа сложены преимущественно биогенными разностями известняков (фузулинидово-водорослевых, мшанково-водорослевых, водорослевых – тубифитовых, органогенно-обломочных) и доломитами, общая мощность которых достигает 700 м. В строении разрезов обычно наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность, отражающая смену фациальных обстановок (фаций рифового ядра, рифового плато, лагуны, предрифового обломочного шлейфа, соприкасающегося с более глубоководными образованиями) и влияние трансгрессивных и регрессивных тенденций в развитии палеобассейна. Поверхность рифовых массивов довольно круто (до 30-45°, по другим данным – 45-65°) погружается в сторону палеобассейна, образуя высокоамплитудный уступ или прямую клиноформу, четко отображаемую на временных сейсмических разрезах характерными аномалиями волнового поля [108]. В таких условиях мог формироваться мощный предрифовый обломочный шлейф (Западно-Тепловская площадь).

В непосредственной близости от южного (рифового) ограничения описанной КП располагается одиночный атоллоподобный массив Карачаганак, который слагают рифогенные отложения – массивные биогермные породы тубифитового, мшанково-тубифитового, кораллового состава с прослоями биоморфных, биоморфно-детритовых известняков и вторичных доломитов мощностью до 800 м (скв. 6), несогласно залегающие на каменноугольных - серпуховских или башкир-

ских породах. Между массивом и краем шельфа располагается зона глубоководной седиментации, поэтому нижнепермская часть разреза представляется в виде “островной” карбонатной микроплатформы или мегаатолл-платформы – по А.Е. Лукину [109], формирование которой также связывается с мелководной обстановкой, стабильным опусканием дна бассейна, компенсируемым осадконакоплением (Рисунок 3.3). Эта микроплатформа ограничена со всех сторон разновозрастными глубоководными отложениями (Рисунок 3.4). Нельзя не отметить то обстоятельство, что залегает нижнепермский массив не непосредственно на размывтой поверхности карбонатных пород нижнего или среднего карбона, а на мало-мощной пачке глубоководных отложений – туфопесчаников (скв. 19 и 20), темноцветных битуминозно-глинистых известняков, аргиллитов средне-позднекаменноугольного и ассельского возраста.

Внутренняя прибортовая подзона отождествляется в настоящее время с внешним, относительно глубоководным краем шельфа и континентальным склоном пассивной окраины ВЕП. В ее пределах происходит резкое уменьшение мощности карбонатных отложений, четко зафиксированное на многочисленных сейсмопрофилях, формирование несогласий внутри разреза вследствие неотложения и гравитационного перемещения осадков на большую глубину, образование относительно глубоководных карбонатных пород в верхней части склона, ниже – гемипелагических осадков, заключающих прослойки, содержащие обломки разновозрастных переотложенных пород мелководного генезиса [110]. На протяжении всей этой подзоны отмечаются характерные признаки развитых здесь отложений [111]: тончайшая микрослойчатость, высокая плотность и крепость пород, их темный цвет, наличие аутигенного кремнезема в карбонатных разностях, повышенная битуминозность, присутствие пирита, преобладание остатков планктонной фауны. На отдельных участках среди преобладающих темноцветных в различной мере кремнистых и битуминозных известковистых доломитов отмечаются слои с обломками мелководных карбонатных пород, содержащих остатки разновозрастной фауны, сцементированные кремнисто-битуминозным материалом. Дефицит палеонтологических данных, находящихся *in situ*, не позволяет досто-

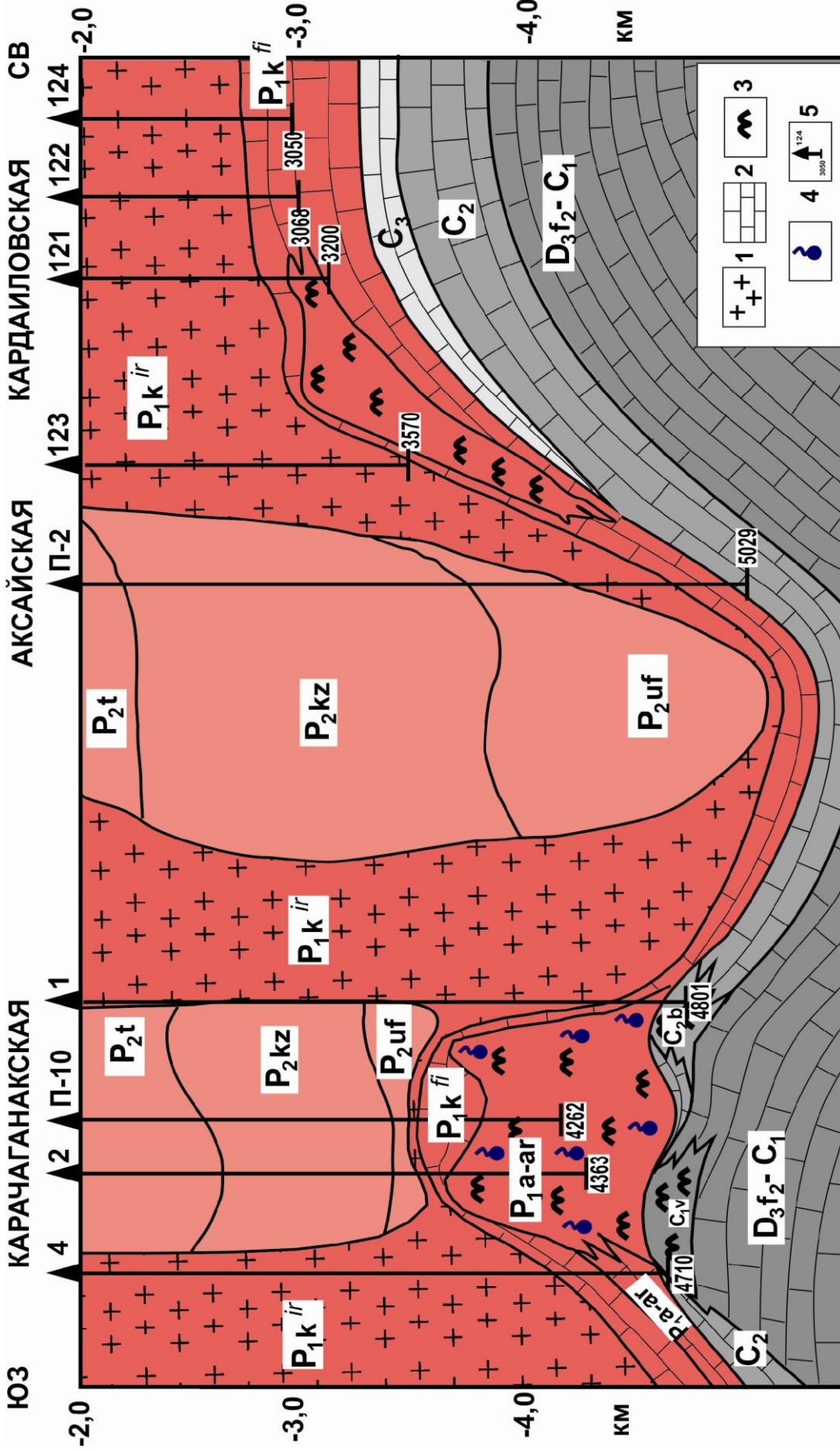


Рисунок 3.4 – Соотношение карбонатных платформ клиновидного и островного типа в пределах северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины (по материалам ВНИГНИ). Литолого-фациальные типы пород: 1 – соленосные, 2 – карбонатные, 3 – рифовые, 4 – газоконденсатная залежь, 5 – глубокие разведочные и параметрические скважины

верно определить стратиграфический объем этих отложений. Приведенная характеристика отложений свидетельствует о принадлежности их глубоководной (гемипелагической) кремнисто-карбонатной (силицитовой) формации*. Далее вглубь впадины по сейсмическим данным выделяется толща заполнения, в составе которой предполагается присутствие маломощных нижнепермских глубоководных отложений, в том числе коррелятивных всем хиатусам, которые имеются в разрезе бортовой подзоны.

В пределах Актюбинско-Астраханской зоны развития верхнепалеозойских поднятий (восточная и юго-восточная прибортовые зоны ПВ), субмеридионально, на расстоянии около 200 км (от Восточного Жанажола до Южно-Эмбенского поднятия) прослеживается узкая (4-17 км) полоса развития карбонатных пород нижней перми мощностью до 958 м. Местами они размыты на значительную глубину и несогласно перекрыты юрой. Нижнепермские карбонатные отложения представлены ассельским и сакмарским ярусами [60], имеют согласную границу с верхним карбоном (скв.Г-3 Восточный Тортколь). В последние годы были выявлено более широкое распространение этих образований [51], в том числе в виде изолированных тел (Урихтау, Восточный Жанажол, Южная и др.). Можно предположить, что пятнистое строение этой платформы связано с наличием приливно-отливных русел и каньонов в теле карбонатов, по которым происходил транзит обломочного материала из мелководной части шельфа на его внешний край и склон.

В строении разрезов этой зоны преобладают слоистые образования мелководного (шельфового) типа, формирование которых происходило под влиянием расположенного поблизости источника сноса обломочного материала: известняки светло-серые, массивные, органогенно-обломочные, органогенные - фораминиферовые, водорослевые, мшанково-криноидные, прослоями псевдобрекчиевые,

*Осадочные формации – естественные комплексы сообществ или ассоциаций горных пород, составляющие члены которых, т.е. слои, пачки, породы, свиты, отложения парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, так и в латеральном направлениях [112].

глинистые, окремнелые, доломитизированные, иногда доломиты, аргиллиты, алевролиты, в верхней части – ангидриты. Предполагать широкое развитие здесь рифовых образований препятствует наличие довольно частых прослоев аргиллитов, реже алевролитов и даже гравелитов, конгломератов (Ортатау-Сарыбулак) при недостаточном участии рифогенных образований. Последние могут быть развиты вдоль склона, обращенного в сторону палеобассейна, – по аналогии с КП северо-западного обрамления Прикаспийской впадины. Здесь в разрезах присутствуют известняки и вторичные доломиты с остатками колоний кораллов, скоплениями остатков мшанок, морских лилий, водорослей, слагающие органогенные постройки типа биоостровов, биогермов. Подтверждением сказанному служит обнаружение органогенных построек в субширотной полосе по линии Кашаган – Кайран – Тажигали – Каратон, а также Кашаган Южный, Актоты в северной части акватории Каспийского моря [113].

По абсолютному преобладанию длины по отношению к ширине описываемые отложения отнесены к *карбонатной платформе линейного типа* (Рисунки 3.5 и 3.6), характерной для подвижных поясов [104]. Образование ее происходило в пределах внешнего края терригенного шельфа в условиях относительного мелководья, возможно, на горстовидных поднятиях (блоках), куда поступление терригенного материала было затруднено. Наличие здесь крупной зоны поднятий фундамента отмечали В.П. Кан и Б.С. Тасыбаев [12]. В восточном направлении фундамент погружается до 8 км и ограничивается системой субмеридиональных разломов, на запад по горизонту Π_2 (кровля карбонатов) наблюдается крутая флексура с уменьшением мощности каменноугольных отложений, что связывается с некомпенсированным погружением бассейна. Характерно, что здесь, как и в первом случае, образование уступов связано не только с седиментационными причинами, но и с наличием реально установленных сбросов. Это подтверждается различием в глубинах залегания реперных пластов в разрезах карбона на восточном и подошвы нижнепермских отложений на северном бортах. Условия для карбонатной седиментации возникли на этой территории с визейского века раннего

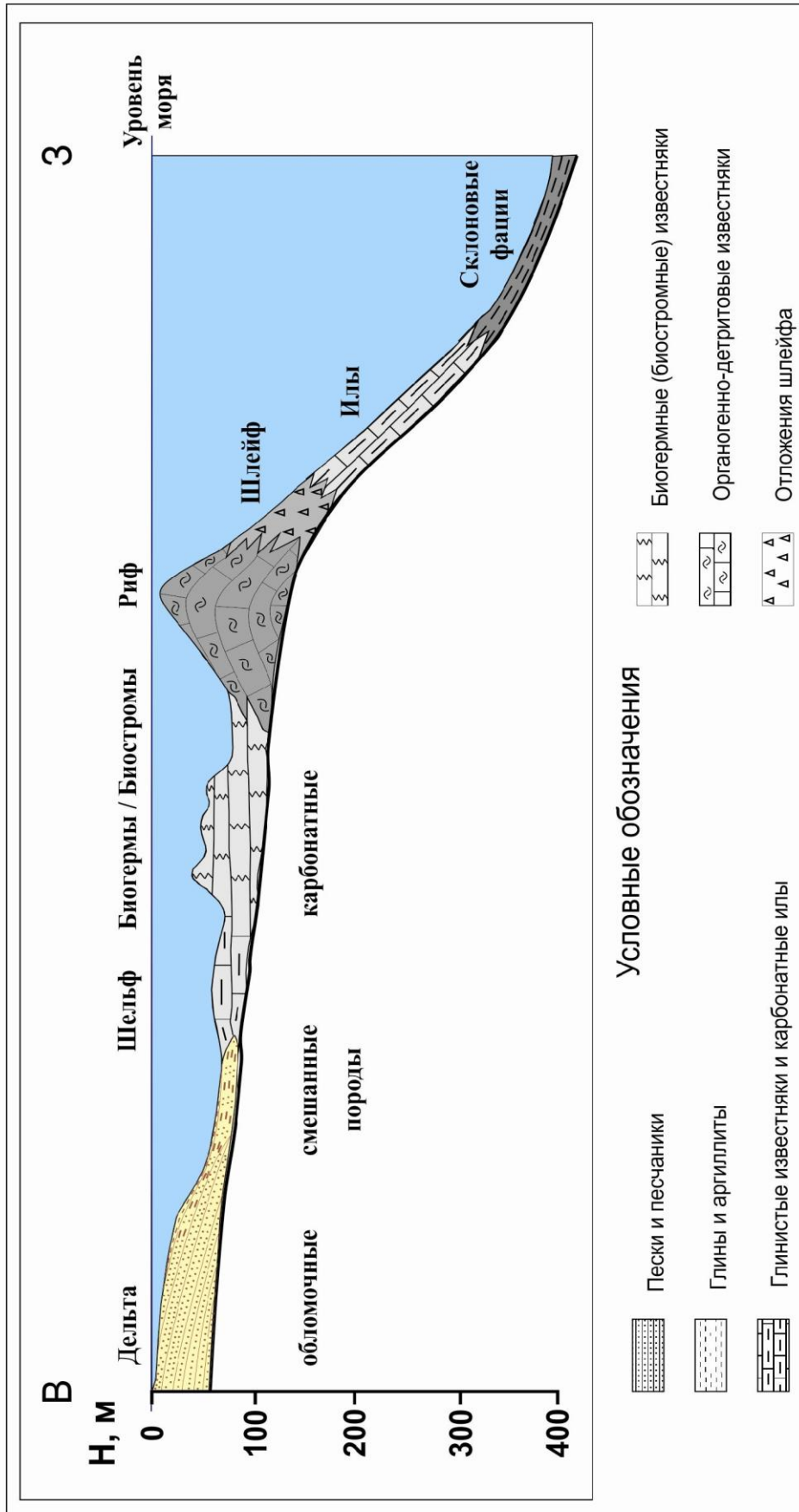


Рисунок 3.5 – Нижнепермская карбонатная платформа линейного типа и её аналоги в латеральном формационном ряду (восточная прибортовая зона Прикаспийской впадины). Составил П.Д. Кухтинов

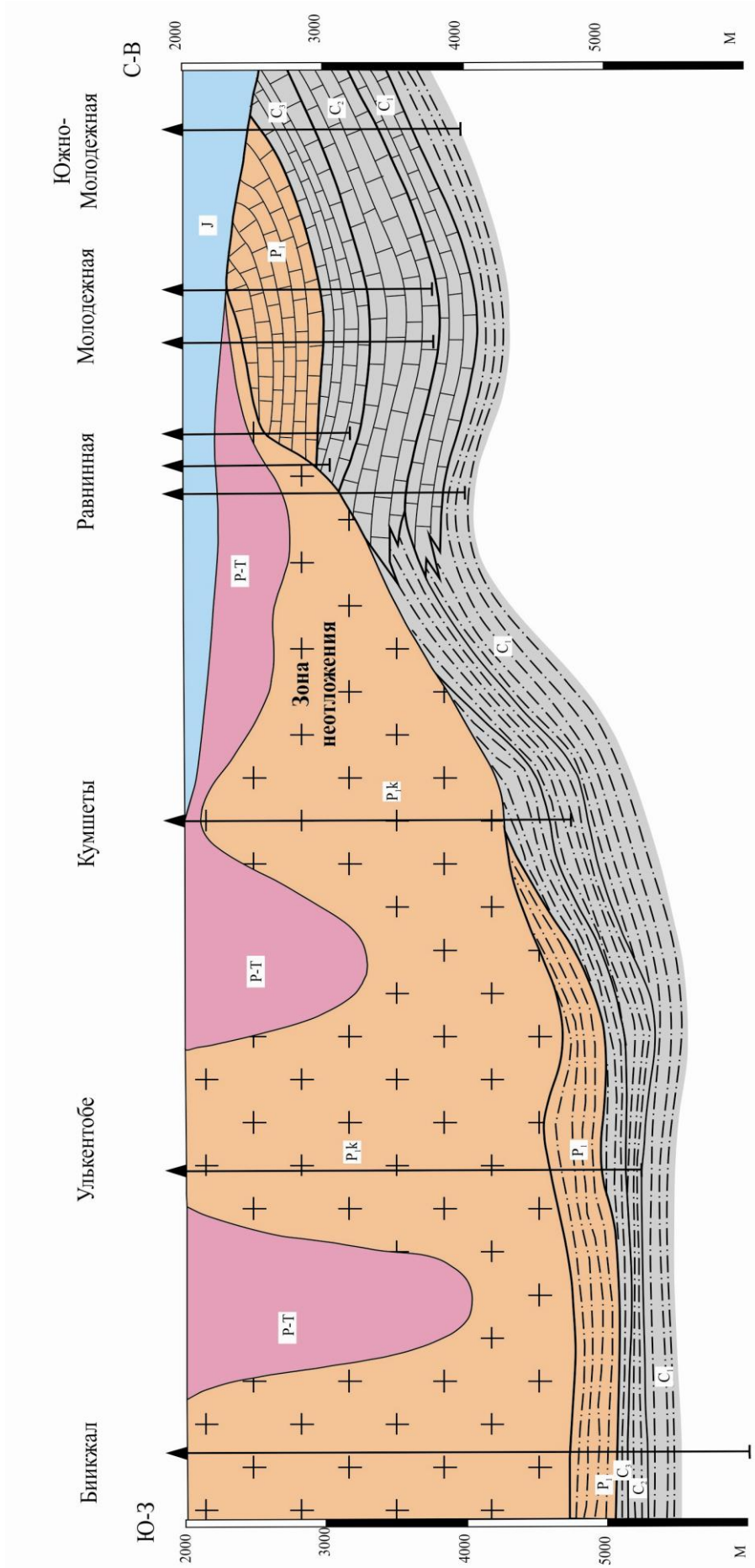


Рисунок 3.6 – Соотношение карбонатных отложений карбона и нижней перми и их глубоководных аналогов по субширотной линии площадей Южно-Молодёжная – Молодёжная – Равнинная – Кумшеты – Юго-Западный Кумшеты – Биикжал (по материалам КазНИГРИ)

карбона. При этом карбонатные толщи карбона, подстилающие нижнепермскую КП, имели более широкое распространение. В то же время следует иметь в виду то обстоятельство, что значительные мощности нижнепермских карбонатных отложений, прежде всего органогенных построек, при небольшой ширине полосы их распространения свидетельствует об осадконакоплении в условиях стабильности тектонического режима. В целом в течение карбона и ранней перми происходило сокращение площади карбонатной седиментации, завершившейся с началом формирования мощных сульфатно-галогенных толщ кунгура, компенсирующих глубоководную Прикаспийскую впадину.

В восточном направлении распространение линейной КП ограничено тектоническим нарушением. Однако несколько южнее, на смежной территории Северного Устюрта и п-ова Бузачи (скважина П-1 Каражанбас и др.), бурением были вскрыты карбонатные и песчано-глинистые отложения с прослоями известняков того же возраста, что свидетельствует о вероятном характере фациальных переходов в данном случае (Рисунок 3.5). Достаточно очевидно также, что далее к востоку они замещаются отложениями типа моласс. Подобный последовательный ряд – грубообломочная морская моласса – глинисто-карбонатные депрессионные отложения – биогермные постройки – описаны А.В. Ярошенко [114], К.А. Мавриным [115] и др. в Южном Приуралье. Еще в 1951 г. академик А.Л. Яншин считал, что западная часть Северо-Устюртской впадины является типичным краевым прогибом юго-восточной части РП, сливающимся с краевым прогибом западного подножия Урала. Появление подобных формаций связывается с новообразованиями Уральского и Кавказского орогенов на завершающем этапе герцинского тектогенеза, ограничившими связь Прикаспийского глубоководного бассейна с океаном Тетис и превратившими его в окраинное (эпиконтинентальное) море [42,116].

В заключение следует отметить то, что *выделение различных типов раннепермских карбонатных платформ – клиновидной и линейной отражает прежде всего различие в обстановках формирования этих геологических тел. Образование клиновидной платформы приурочено к пассивной окраине ВЕП и*

примыкающего к ней шельфа или, по Уилсону, к перикратонной области регионального погружения. Формационный состав отложений типичен для пассивных континентальных окраин – шельфовая слоистая карбонатная, лагунная карбонатно-сульфатная и рифогенная Ф [117]. Накопление довольно мощных мелководных карбонатных отложений было возможным в обстановке стабильного прогибания, компенсируемого осадками. Со стороны палеобассейна океанического типа КП ограничена полосой развития органогенных построек, мощность которых резко убывает на склоне вследствие замещения глубоководными (гемипелагическими) образованиями. Подобная обрывистая (римовая) шельфовая окраина характеризуется высокой волновой энергией, с чем связано формирование шлейфов у подножия органогенных построек.

Линейная карбонатная платформа восточной прибортовой зоны имеет небольшие размеры и островную конфигурацию. Карбонатонакопление происходило здесь в обстановке мелководья и заметного влияния горной суши, формирующейся на смежной территории Урала и Мугоджар вследствие коллизионных процессов. Таким образом, возникшая здесь мелководная шельфовая Ф рассматривается автором как крайний член латерального ряда орогенных Ф, начинающегося с сероцветной нижней молассы. Можно отметить также, что большая мощность карбонатных отложений нижней перми при относительно малой ширине полосы их распространения, свидетельствует об относительно стабильном прогибании этой части Пв в течение ассельского и сакмарского времени.

4. ОРОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНО-ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИБОРТОВЫХ ЗОН

В соответствии с существующими представлениями, восточная прибортовая зона ПВ находилась под воздействием окружающих ее герцинид Урала. К концу среднего карбона произошло закрытие океана и началось столкновение докембрийского Еврамериканского континента и молодого Мугоджарского микроконтинента. Коллизия привела к складкообразованию во внутренних районах Урала и формированию структур типа современных Гималаев, перед которыми начала образовываться глубокая депрессия – начало будущего краевого прогиба. Коллизионный этап длился около 40 млн. лет, в течение которых на Урале возник мощный горно-складчатый комплекс, а перед ним появился глубокий Предуральский краевой прогиб*, заполняемый продуктами разрушения гор. Прогиб мигрировал в западном направлении перед фронтом поднятий, надвигов, складчатости. В этом же направлении мигрировали границы характерных для прогиба фаций: моласса – флиш – депрессионные отложения – слоистые и биогермные карбонаты. На юге Предуральский прогиб открывался в некомпенсированную ПВ, восточный край которой был вовлечен в прогибание под влиянием надвигавшегося орогена. При этом континентальный склон ВЕП отклонился к западу, приобретя широтную ориентировку.

По представлениям Л.Г. Кирюхина и др. [118] вдоль подножия горных сооружений, помимо замыкающегося в пределах Актюбинского Приуралья Предуральского прогиба, возникли Актюбинский и Атжаксинский (Примугоджарский)

*В соответствии с моделями тектоники литосферных плит, краевые прогибы формируются в коллизионную стадию развития геодинамической системы при надвигании складчатого орогена на край континентальной плиты [119]. Они представляют собой линейно вытянутые структуры, формирующиеся на краю пассивной континентальной плиты и выполненные, главным образом, осадочными породами флишевой, молассовой, реже шлировой формацией сложного полимиктового состава, которые всегда подстилаются известняками платформы. К этому формационному ряду КП нужно относить также шельфовую карбонатную и рифовую формации, окаймляющие прогиб со стороны платформы и тесно связанные с формациями собственно прогиба.

периклинальные и Остансукский платформенный прогибы. В обстановке открытого терригенного шельфа масса обломочного материала заполняла эти депрессии и проникала далеко на запад, в пределы восточной окраины глубоководного бассейна. Южнее конуса выноса терригенного материала прорезали карбонатные уступы одновозрастных и более древних отложений, формируя аккумулятивные склоны.

На северо-восточной и частично восточной окраине ПВ образовался сравнительно узкий открытый терригенный предгорный шельф, в юго-восточной ее части отчасти закрытый терригенно-карбонатный. Эти шельфы были пронизаны каньонами, по которым обломочный материал транзитом перемещался вглубь бассейна – на внешний край шельфа и континентальный склон.

В пределах восточной прибортовой зоны ПВ нижнепермские терригенные отложения большой мощности имеют широкое распространение и залегают на доступных бурению глубинах, а на смежной территории Актюбинского Приуралья выходят на дневную поверхность. Ранее в этом районе среди мощных толщ нижнепермских терригенных, в том числе грубообломочных пород А.К. Замареновым [54] выделялись конусы выноса, такие как Актастинский, Дамбаровский, Киинский, Айдаралашинский, Согурсайский, отнесенные И.В. Хворовой [120] к нижней молассе краевого прогиба. Аналогичный конус выноса – Кокпектинский был выделен А.К. Замарёновым в Западном Примугодзарье, т.е. во внешней прибортовой зоне Прикаспийской впадины. Относимые к нему обломочные породы ассельского возраста мощностью свыше 1 км характеризуются преобладанием галек известняков и косо́й слоистостью, свойственной, по его мнению, дельтовому, в т.ч. авандельтовому образованиям.

Необходимо обратить внимание на точку зрения Г.А. Мизенса [121], указавшего на то, что нижняя моласса И.В. Хворовой является образованием гравитационных потоков и представляет собой проксимальный флиш. Традиционно считалось, что определяющей для краевого прогиба является молассовая формация, а флиш характеризует доорогенные трюги. За последние десятилетия выяснилось, что грубообломочный состав (в свою очередь, считавшийся основным при-

знаком молассы) характерен и для проксимального флиша глубоководных отложений подножья склона. После фациального анализа многие толщи, считавшиеся ранее мелководными (т.е. молассовыми), необходимо, по его мнению, отнести к флишу. Оказалось, что роль флиша среди отложений краевых прогибов значительна; флиш, наряду с молассой, является главной орогенной формацией.

Большинство исследователей соглашаются с тем, что флиш это отложения шлейфов глубоководных конусов, чаще всего приуроченных к быстро прогибающимся участкам земной коры с тектонически активной областью сноса. Фациальный анализ подтверждает, что большая часть отложений, относимых ранее к нижней молассе, представляют собой флиш. Кстати, ранее В.Д. Наливкин выделял в краевом прогибе с востока на запад последовательно молассовую, флишевую, глубоководную, рифовую формации.

Далее к юго-западу К.Х. Бакиров и др. [122] описали крупную зону дельтовых, по их мнению, отложений нижней перми – Кенкиякский вынос мощностью до 630-819 м. В его разрезе было выделено 5 пачек грубообломочных пород мощностью 21-161 м, разделённых преимущественно глинистыми пачками мощностью 30-120 м. Самая мощная пачка (120 м) глинистых пород приурочена к верхам разреза и рассматривается в качестве репера. В восточном направлении она замещается обломочными породами (скв. П-17 Мортук). В целом в восточном направлении разрез значительно обогащается обломочными породами. Палеонтологически было подтверждено [123] присутствие в разрезе верхнеассельских, сакмарских, артинских отложений, а также наличие в обломках переотложенной микрофауны фораминифер нижнего-среднего карбона. Авторы отмечают, что конус выноса формировался в прибрежной части шельфа. Кроме того указывается на наличие рукавообразных тел, сложенных грубообломочными породами – конгломератами, гравелитами и врезающихся в подстилающие отложения. Также ими прослежено выклинивание песчаных пачек и замещение их по латерали глинистыми разностями, наличие горизонтальной или косой слоистости, постепенная смена снизу вверх обломочных пород глинистыми. Источником обломочного материала являлись горные сооружения Мугоджар. Все пачки обломочных пород

выклиниваются у границ конуса. Так, например, в пределах южной его границы (скв. 1 Жанажол) из всех терригенных пачек наблюдаются лишь две маломощных пачки с конгломератами в основании, относящиеся к ассельскому ярусу. Фактически здесь идет речь о соотношении проксимальной и дистальной частей дельтового конуса [93].

Среди глинистых пачек отмечены тонкие прослои с горизонтальной, косой и микроволнистой слоистостью. Интересно то, что авторы отмечают наличие постепенных переходов по вертикали от обломочных пород к глинистым, что может рассматриваться, скорее всего, как проявление градиционной слоистости. Следует подчеркнуть, что в пределах Кенкиякской структуры нижнепермские терригенные образования залегают с крупным стратиграфическим несогласием на второй карбонатной толще (КТ-2): из разреза выпадают отложения большей части башкирского яруса, полностью московский, касимовский, гжельский ярусы карбона и нижняя-средняя зоны ассельского яруса перми (Рисунок 4.1).

По данным В.М. Пилифосова и др. [124], к верхней части Кенкиякского конуса приурочено крупное геологическое тело, геометрическая форма которого (плоское ложе и выпуклая поверхность) и расположение в пределах Кенкиякского конуса выноса позволяет отождествлять его с прибрежным баром, получившим название Кумсайский.

Позднее В.М. Пилифосов [24] описал сеймостратиграфические модели подсолевых отложений восточной части ПВ, согласно которым на начальном этапе орогении Урала в гжельское время формировались мощные толщи терригенных пород (актюбинская терригенная сейсμοформация – нижняя сероцветная моласса), распространение которых не выходит за пределы Предуральской области.

К югу и западу на территории впадины их сменяют последовательно шубаркудукская терригенная и глубоководная сейсμοформации, отличающиеся меньшей мощностью и меньшей размерностью терригенного материала. Также наблюдается сложное распределение мощностей шубаркудукской сейсμοформации, что объясняется широким развитием конусов выноса. Это подтверждается характерной изрезанностью изогипс по горизонту Π_1 (кровля подсолевых

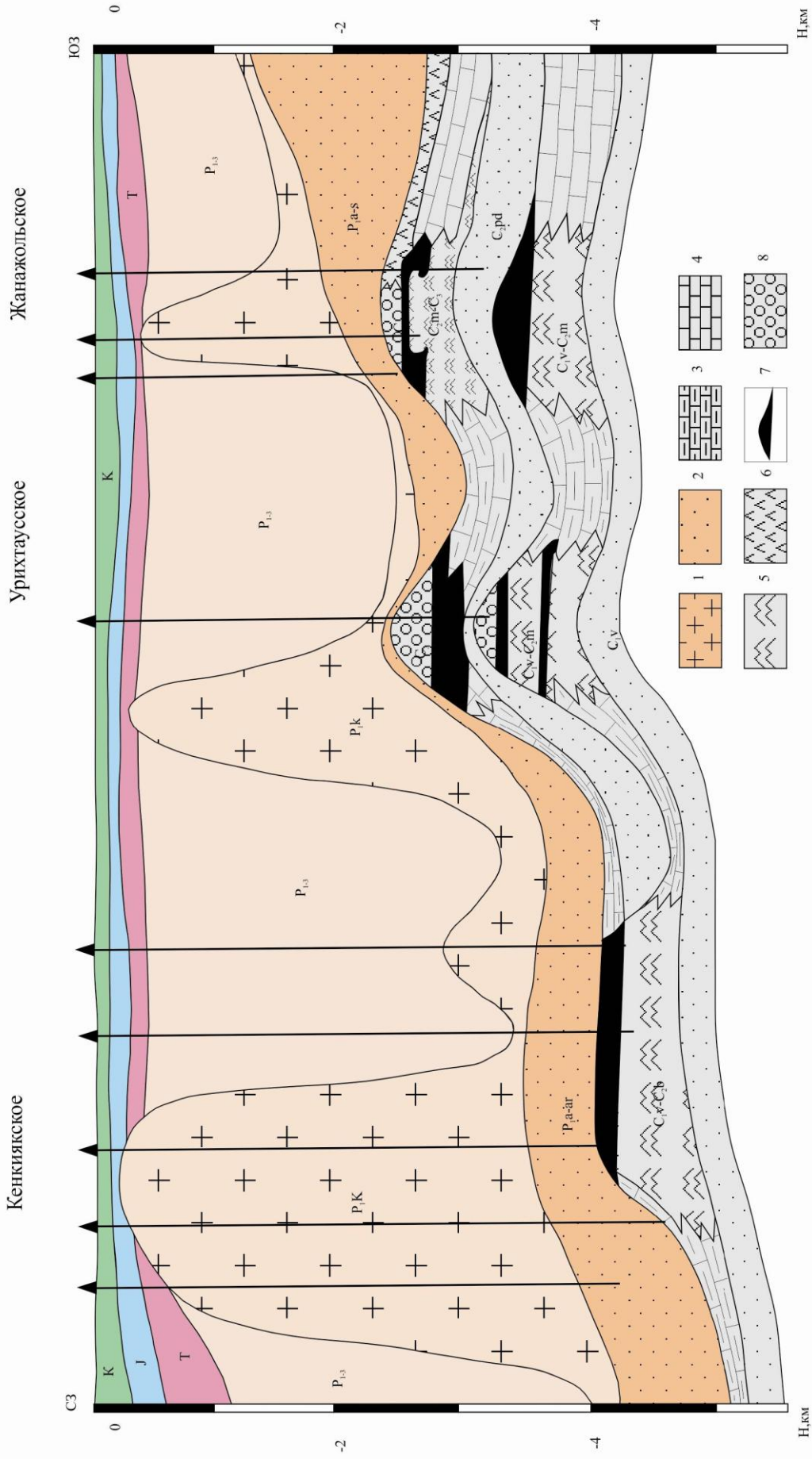


Рисунок 4.1 – Геологический профиль через Кенкиякско-Жанажолскую зону нефтегазоаккумуляции (по данным ВНИГНИ).
 Породы: 1 – соленосные, 2 – терригенные, 3 – глинисто-карбонатные относительно глубокоководные, 4 – карбонатные шельфового типа, 5 – рифогенные, 6 - -сульфатно-глинистые, залежи: 7 – нефтяные, 8 – газовые и газоконденсатные.

отложений), вытянутых в виде структурных носов, и представляющих линзовидные тела с выпуклой верхней и ровной или вогнутой нижней поверхностью, которые группируются в виде полосы параллельно борту впадины. Их распространение приурочено к глубоководной топодепрессии или террасе шельфа, ниже которой возникает дефицит осадочного материала, возможно, его оползание, неотложение, формирование несогласий.

Изучение имеющихся данных позволяет рассматривать Кенкиякский конус в качестве глубоководного образования. Это подтверждается наличием в основании разреза нижней перми Кенкияка и смежных площадей глубоководных глинисто-кремнисто-карбонатных планктоногенных отложений асселя, несогласно перекрывающих известняки нижнего-среднего карбона. При этом, судя по изменению положения границ распространения карбонатных толщ карбона (без нижней перми) и нижней перми, внешний край пермского шельфа смещался постепенно в восточном направлении. Это смещение привело к тому, что отложения конусов выноса частично перекрывали с несогласием карбонатные отложения карбона (Рисунок 4.2), облекая их и образуя затем обратные клиноформы, переходящие постепенно в глубоководный слоистый комплекс заполнения (Рисунок 4.3).

Во внутренней прибортовой зоне впадины С.П. Рогова и Р.К. Пугачёва [125] выделили Остансукский конус выноса мощностью до 1,5-2 км. В центральной его части (площади Муртук, Шенгельши, Ащи и др.) среди песчано-глинистых отложений отмечаются слои грубообломочных пород мощностью до 40 м. На восточном крыле конуса ассельско-артинские отложения резко сокращаются в мощности с 1,8 км до 0,4 км, на юго-западе до 0,6-0,4 км. В разрезе скважины П-38 Остансук, расположенном, по-видимому, в краевой части конуса, преобладают (до 67%) аргиллиты. Вскрытая мощность отложений здесь более 1,2 км. В данном случае речь идет о заполнении линейно выраженной структуры - Остансукского платформенного прогиба, возникшего вдоль Актюбинского периклинального прогиба и на его продолжении [118].

Южнее, также в пределах Жаркамышской карбонатной платформы карбона, П.Д. Кухтиновым [126] выделен Куантайский конус выноса. В разрезе скважины

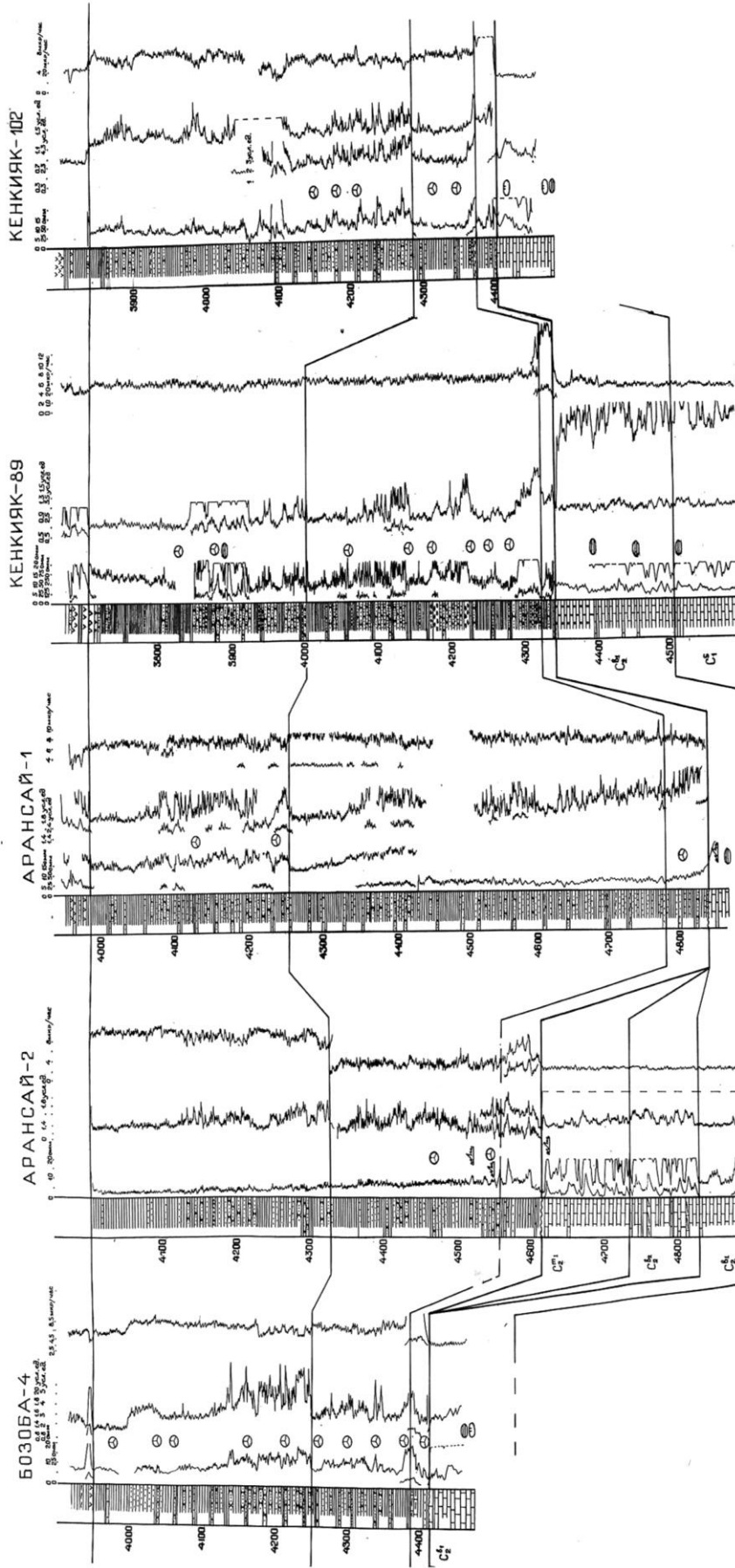


Рисунок 4.2 – Стратиграфические соотношения нижнепермских терригенных отложений и разновозрастных толщ карбонатов карбона (по материалам АО КазНИГРИ)

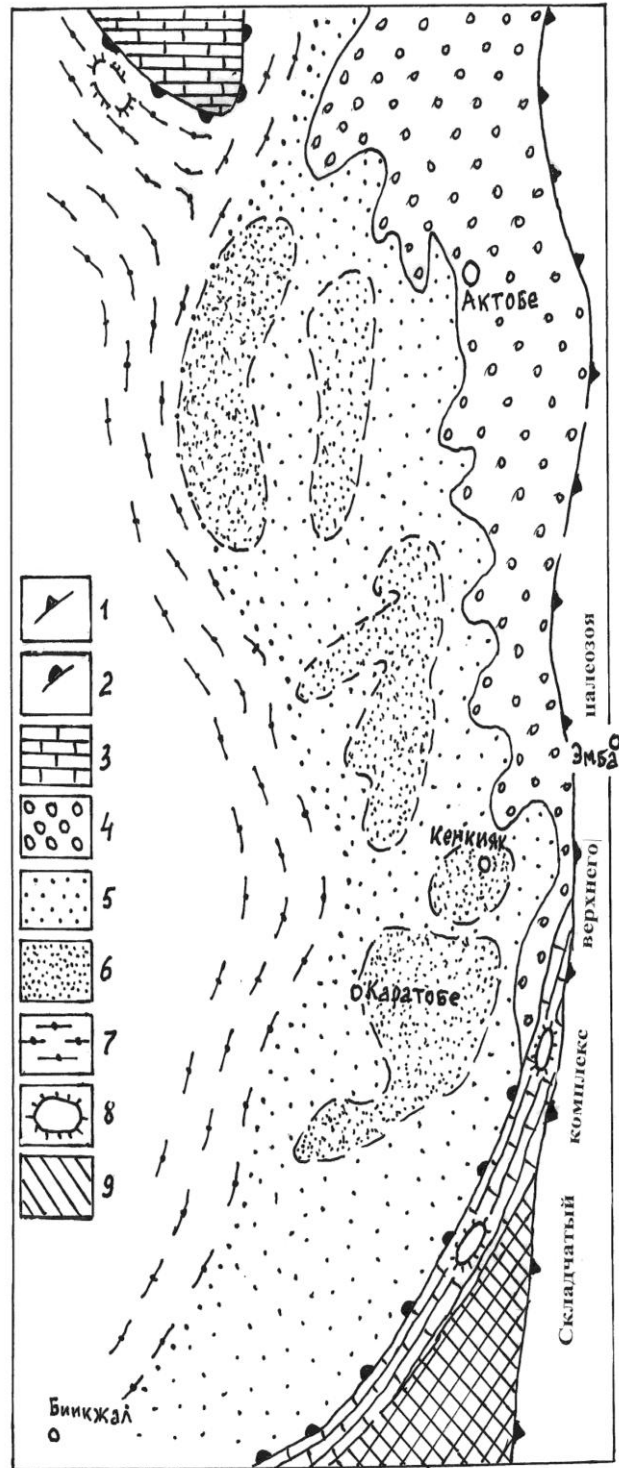


Рисунок 4.3 – Схема распределения формаций на востоке Прикаспийской впадины (Составил П.Д. Кухтинов на основе сейсмоформационных исследований В.М. Пилифосова [24]).
Условные обозначения: 1 – Сакмаро-Кокпектинский надвиг, 2 – седиментационный карбонатный уступ, 3 – карбонатные формации, 4 – орогенные формации, включая конуса выноса дельтового типа на первом уровне седиментации, 5 – преимущественно терригенные отложения второго уровня седиментации, 6 – глубоководные конуса выноса, 7 – бассейновые глубоководные отложения, 8 – органогенные постройки, 9 – зона размыва нижнепермских отложений

Г-1 его слагают преимущественно грубообломочные породы с отдельными прослоями аргиллитов общей мощностью 277 м. Базальные слои содержат переотложенную микрофауну фораминифер иконодонтос верхнего карбона и ассельского яруса, в глинистых прослоях (*in situ*) – миоспоры ассельского яруса. Разрез другой скважины (Г-2) представлен переслаивающимися песчано-глинистыми отложениями мощностью 168 м. Предполагается, что скважины вскрыли соответственно проксимальную и дистальную части конуса. Интересно то, что ассельские отложения залегают здесь на сильно редуцированной верхней карбонатной толще (КТ-1), мощность которой на порядок меньше, чем в разрезах Жанажол-Синельниковской зоны и Урихтау, расположенных восточнее. Кровля верхней карбонатной толщи (С₂-С₃) зафиксирована практически на одной глубине (3383 и 3384 м соответственно), поэтому предполагается, что здесь было сформировано аккумулятивное тело, морфологически выраженное в рельефе дна и не подвергшееся нивелированию по причине глубоководности этого участка дна. Возможно, это тело является одной из лопастей крупного Кенкиякского конуса.

Далее к югу предполагается наличие Боржерского конуса, вскрытого одной скважиной. Заслуживает внимания то обстоятельство, что восточнее Боржера синхронные отложения представлены мощной толщей карбонатов (до 629 м), вскрытых скважинами на площадях Сарыкум, Восточный Тортколь, Тохутколь, Молодёжная, Южная и др. Они, как и на северном и западном бортах впадины, образуют чёткий эрозионно-седиментационный уступ, который идентифицируется с внешним краем шельфа. Это геологическое тело выделено автором в карбонатную платформу линейного типа (глава 3). Восточнее, юго-восточнее (район полуострова Бузачи) карбонатная толща замещается преимущественно терригенными мелководными образованиями, распространение которых ограничено высокой сушей, расположенной в пределах северо-западной части Устюрта.

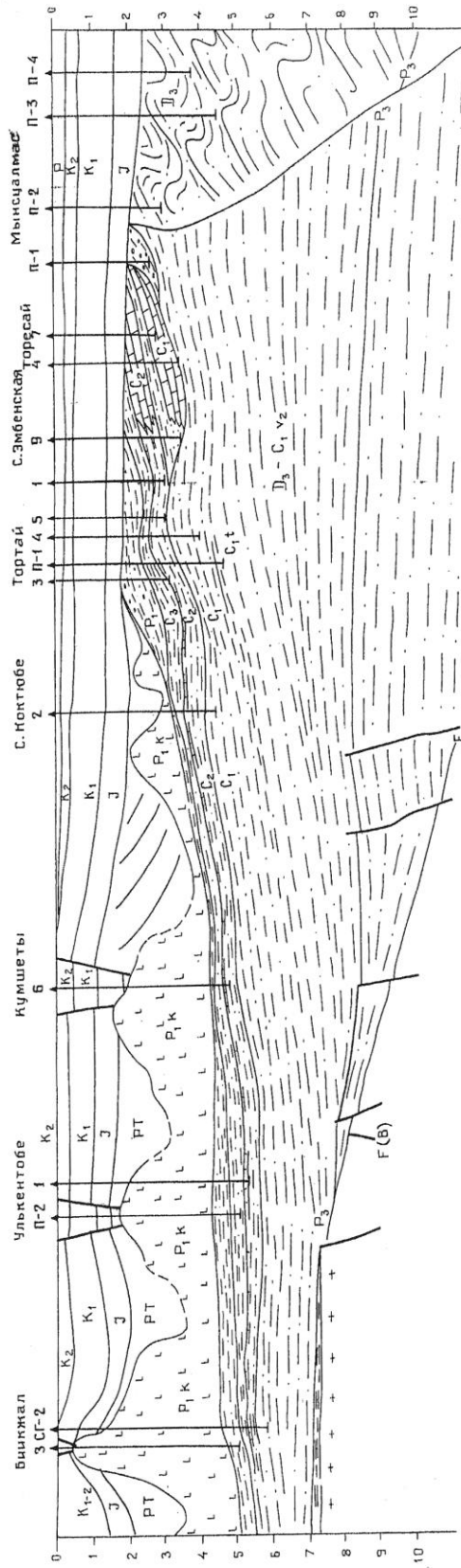
В юго-восточной части впадины В.С. Мильничук и др. [56] установили развитие прибрежно-морских грубообломочных отложений нижней перми в полосе, отвечающей Южно-Эмбинскому поднятию. При этом формировались мощные конусы выносов (например, Тортайский), отдельные языки которого проникали

во внутренние районы; по их данным они сформировали, в частности, верхнюю (артинскую) часть разреза нижней перми на площадях Биикжал (песчаниково-гравелитовая толща), Юго-Западный Улькентобе, Шолькара (Рисунок 4.4).

По заключению А.Е. Шлезингера [127] Южно-Эмбенское поднятие в артинский век перестало быть барьером, и в районе структуры Тортай за счет южных источников сноса возникла мощная система тел бокового наращивания (проградаций), создавших аккумулятивный шельф. С гжельского века происходил активный рост Уральского горного сооружения, что привело к выносу значительных объемов терригенного материала на территорию ПВ и прекращению карбонатонакопления. Оно сохранилось на юго-восточном и, возможно, южном обрамлении ПВ. В гжельско-артинское время Остансукский и Атжаксинский прогибы испытывали конседиментационное опускание, компенсируемое терригенными отложениями большой мощности. Расположенные к западу от них Темирский и Жанажольский блоки опускались незначительно, перекрываясь терригенными отложениями меньшей мощности.

О наличии мощных подводных конусов – Тортайского, Шолькаринского, Молодежно-Восточно-Табынайского, Аиршагыл-Восточно-Арманского на юго-востоке впадины свидетельствуют Г.Ж. Жолтаев и др. [128], считая, что за пределами карбонатного уступа здесь были глубоководные условия, где формировались глинисто-кремнисто-карбонатные отложения (Рисунок 4.5).

В последние годы большое внимание было приковано к Акжар-Кара-тубинской зоне, в пределах которой также выявлена мощная (около 1 км) толща преимущественно терригенных пород ассельского, сакмарского, артинского возраста, которая по своему строению и составу может быть идентифицирована с глубоководным конусом выноса. В целом эти отложения были выделены в каратубинскую серию в составе жанатанской (ассель), северокиндысайской (сакмар), бозобинской и арансайской (обе артин) свит [55]. Только арансайская свита представлена преимущественно глинистыми породами, остальные - неравномерным чередованием обломочных и глинистых пород. Среди обломочных пород описаны грейниты, дебриты.



**Рисунок 4.4 – Геолого-геофизический профиль ГГ042 по линии Биикжал – Мынсуалмас
(по материалам АО КазНИГРИ)**

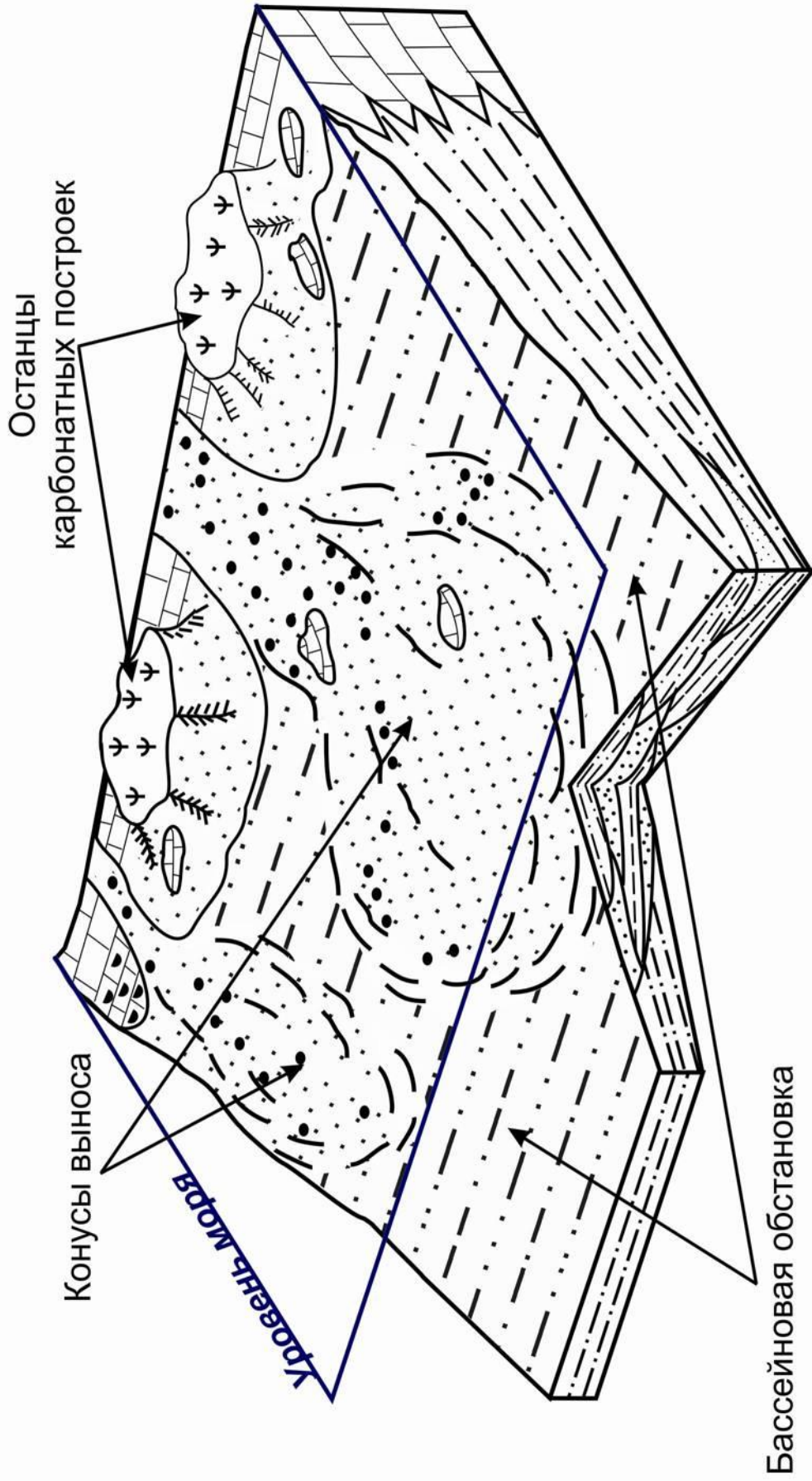


Рисунок 4.5 – Модель раннепермского терригенного седиментогенеза [128]

Обломки представлены как терригенными, так и карбонатными породами. Последние нередко образуют прослои обломочных известняков. Обычны градационные текстуры. Среди прослоев и пачек обломочных пород присутствуют планктоногенные образования – маломощные прослои радиоляритов, известняков, глинистых прослоев, обогащённых пепловым материалом, в том числе тонкочешуйчатых, сильно набухающих глин, позднее выделенных Г.Х. Шерманом и др. [129] в качестве особого типа коллектора – «акжарита». Для всех разновидностей пород характерна субпараллельная, мелкая линзовидная и нарушенная слоистость, обусловленная оползневыми явлениями [130].

В основании разреза нижнепермских отложений восточной части ПВ Н.В. Павлиновой описана [131] пачка вулканогенных пород, имеющая повышенную гамма-активность (свыше 10 мкр/час). Она сложена вулканогенным материалом среднего состава. Мощность ее увеличивается с востока на запад от 0 м (Алибек-мола) до более 90 м (Караулкельды) и с юга на север от первых метров (Кожасай) до 90 м (Аккудук). Эта пачка является аналогом VIII продуктивного горизонта асельского яруса Кенкиякской и Акжар-Картюбинской зоны, характеризующегося повышенной гамма-активностью. Повышенная гамма-активность связывают не со всем продуктивным горизонтом, а с особым типом глинистого коллектора – «акжарита» [129], имеющего листоватую, микрослоистую текстуру, большую ёмкость пустотного пространства, образовавшегося вдоль плоскостей напластования. Эта порода – продукт замещения пеплового материала гидрослюдисто-хлоритовым с возникновением трещиноватости и превращением её в коллектор. Как оказалось, основным коллектором VIII продуктивного горизонта являются не слагающие его слои обломочных пород, а разделяющие их пропластки «акжаритов», имеющих вулканогенное происхождение. Логически допустима связь в образовании тех и других отложений, поскольку вулканическая деятельность сопровождается землетрясениями, провоцирующими гравитационное перемещение осадков с первого уровня седиментации на второй. Пепловые слои (вулканиты) и образования гравитационных потоков (гравититы) – результат геологических событий, которые резко кратковременно проявлялись в палеобассейне и, так или

иначе, отразились на цикличности осадконакопления, изменении палеоэкологических условий и биоты [132]. Более того, слои вулканитов, а равно и гравититов могут быть маркерами, что для стратиграфии означает соответствие одному и тому же событию [133, 134], то есть одновременности.

Появление гравититов на больших глубинах может быть обусловлено перекompенсацией области шельфа (первого уровня седиментации), прогибание которого было недостаточным или прекратилось вовсе, или эвстатическим понижением уровня моря. Как первая, так и особенно вторая причина при определённом влиянии сейсмичности должны проявляться синхронно в пределах единого бассейна седиментации. Насыщенность гравититами описанных выше типов разрезов различна: они местами вообще отсутствуют (на подводных поднятиях), слагают большую часть разреза - как на востоке впадины, вблизи от источника сноса, или приурочены только к определённым уровням разреза, как на её северо-западе. Достаточно очевидно, что отдельные прослои гравититов этого района могут оказаться синхронными интервалам максимального их развития в разрезах восточной части впадины в силу общей причины, наиболее себя проявившей. Во всяком случае, можно говорить о большей насыщенности гравититами нижней части разреза перми в обоих районах, что является предпосылкой для приближённой корреляции.

С планетарной геодинамикой и гляциальными процессами связаны эвстатические колебания уровня океана. Одним из качественных показателей изменения уровня вод в бассейне является появление депрессионных образований – силицитов, пелитоморфных, битуминозных известняков и др. Такие горизонты с трансгрессивными силицитами широко развиты в ассельских отложениях Североамериканской и Восточно-Европейской платформ, в том числе в пределах исследуемой территории ПВ [85]. В конденсированных прогибах наименее мощные карбонаты приурочены к пограничным слоям карбона и перми, а их минимум приходится на нижний ассель. На уровне среднего-верхнего асселя этих районов мощности известняков резко возрастают, а регрессивные континентально-лагунные отложения почти полностью выпадают из разреза. Этот *эвстатический маркер* в

основании асселя может рассматриваться как естественная граница между смежными системами. Очевидные признаки его – присутствие темноцветных тонкослоистых глинистых, кремнистых, карбонатных, туфогенных отложений отмечено в ПВ в основании перми бортовой зоны, где наблюдается [89] залегание средне-верхнеассельских рифогенных образований на глубоководных отложениях с конодонтами холодноложского горизонта, а также внешнего края шельфа и примыкающего к ПВ Предуральского прогиба, где они залегают на размытой поверхности оолитовых известняков башкирского яруса, что четко отражается на каротажных кривых в качестве геофизического репера, именуемого в практике «верейским».

Аналогичный подход позволил заметить падение уровня моря на рубеже ассельского и сакмарского веков: во многих разрезах платформенных прогибов наблюдается обмеление и эвапоритизация трансгрессивных полуритмов нижнесакмарских отложений, изменения в составе фауны.

Что касается силицитонакопления, то оно было обусловлено, вероятно, вулканической деятельностью, связанной с активизацией тектонических процессов в близлежащих складчатых областях, однако количество поступающего пеплового материала было недостаточным и поэтому не приводило к быстрому захоронению органических остатков карбонатного состава и их сохранению от растворения. Повышенная сейсмичность может быть увязана, вероятно, с явлениями гравитационного перемещения отложений с первого уровня седиментации на второй. Появление на континентальном склоне гравититов, в соответствии с правилом синхронности [90], свидетельствует о том, что на шельфе в это время формируется поверхность несогласия, которой коррелятны эти аллохтонные образования. Установленное в различных районах впадины несогласия на границе карбона и перми, в том числе с выпадением из разреза каких-то подразделений перми, означает, что эти уровни здесь не представлены отложениями или представлены весьма маломощными слоями, потому незамеченными и неизученными. При этом по правилу противофазы на шельфе должны быть наиболее полные разрезы, хорошо

диагностируемые фауной. Исходя из этого, представляется наиболее перспективным сопряженное изучение разрезов шельфа и склона.

Преимущественно планктоногенные отложения развиты на многих структурах восточной и южной частей ПВ (Каратон, Тенгиз, Кордуан и др.). На Астраханском поднятии они обособлены в качестве ширяевской свиты в объёме ассельского-артинского ярусов нижней перми, залегающей несогласно на средне - и/или нижнекаменноугольных карбонатных породах мелководного генезиса. Вероятными причинами появления несогласия могут быть плоскостная склоновая эрозия (плоскостные эрозионные срезы), размыв плотными гравитационными потоками нижележащих карбонатов и последующее неотложение в условиях глубоководья и существования подводных, в том числе контурных течений.

По данным М.П. Антипова, Ю.А. Воложа и др. [135] в центральной части ПВ в кровле подсолевых отложений выделяется несколько структурных выступов высотой до 1 км и более, которые берут свое начало у подножия юго-восточной бортовой моноклинали и радиально расходятся в сторону центра впадины. Они имеют линзовидную форму в поперечном сечении, выпуклую верхнюю и плоскую нижнюю границы, характерные для подводных конусов выноса. Эти объекты располагаются на продолжении глубоких каньонов, прорезающих юго-восточную прибортовую моноклинали, представляющую континентальный склон глубоководной котловины. В пределах российской части ПВ (Астраханская область) выделен один – Заволжский конус выноса, вершина которого берет начало от Кобяковского каньона, прорезающего континентальный склон глубоководной котловины в пределах его сочленения с Астраханским сводом. Каньон протягивается в северо-западном направлении вдоль северной бровки Астраханского свода на расстояние около 100 км. Проксимальная часть конуса заполняет каньон, а дистальная достигает, вероятно, широты оз. Баскунчак.

В зоне сочленения ПВ с кордильерными сооружениями, существовавшими на месте кряжа Карпинского в сакмаро-артинской части разреза перми, наличие врезов (каньонов) и тел конусов выноса (Рисунок 4.6) предполагали Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер [136], а также Ю.А. Писаренко [137].

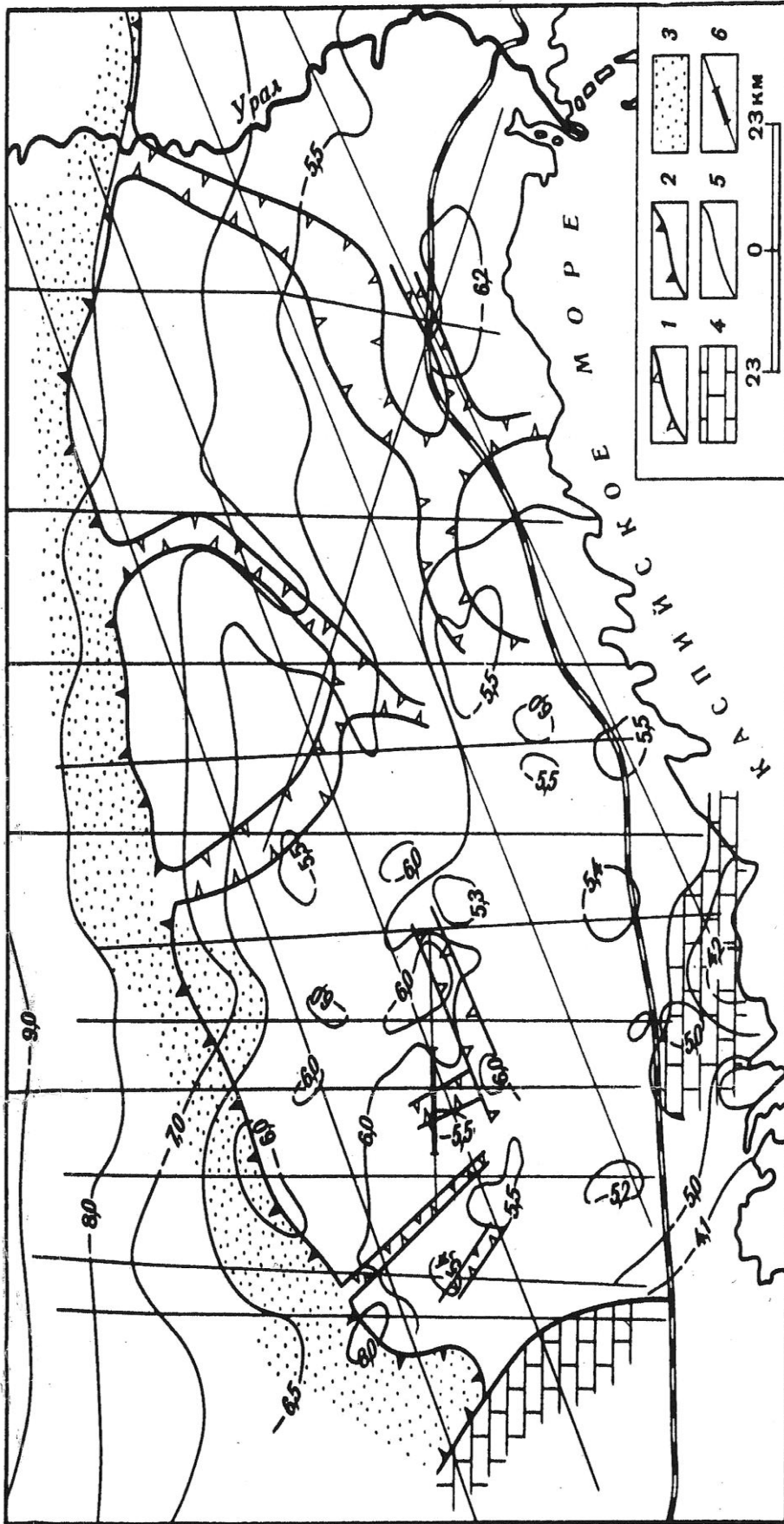


Рисунок 4.6 – Схема расположения нижнепермских палеоврезов и аккумулятивных тел на юге Прикаспийской впадины [136].

Условные обозначения: 1 – подводные палеоврезы, 2 – зоны плоскостных подводных срезов, 3 – площади распространения аккумулятивных тел, 4 – площади распространения карбонатов карбона, 5 – изогипсы сейсмического горизонта Π_1 (поверхность подсолевых отложений), 6 – региональные сейсмические профили МОГТ

Ранее отмечалось [118] существование трех крупных конусов выноса – в северо-восточной части ПВ, Тугаракчанского на юго-востоке и Сарпинского на крайнем западе южной периферии впадины, которые разделяли карбонатные шельфы соответственно северного и восточного, восточного и южного, южного и западного бортов ПВ.

Источником обломочного материала для северо-восточного конуса (или конусов) являлись формирующиеся на Урале горно-складчатые герцинские сооружения, которые Л.П. Зоненшайн и др. [116] сравнивают с современными Гималаями. Перед фронтом растущего горного пояса возникает краевой прогиб, заполняемый преимущественно обломочными толщами. Здесь же формируются мелководные конуса выноса кокпектинского, остансукского типов, которые в свою очередь, стали источником сноса для глубоководных конусов. Возникновению гравитационных потоков способствовала возможная перекомпенсация прогибов, эпизодические снижения уровня палеобассейна, высокая сейсмичность территории, примыкающей к тектонически активной герцинской орогенной области.

Частично обломочный материал образовался за счет разрушения коренных пород в пределах каньонов движущимися плотными потоками. Эрозия дна бассейна на пути транзита потоков привела к образованию различных по амплитуде несогласий: в пределах Акжар-Каратюбинской зоны отмечается как согласное залегание перми на верхнем карбоне (Северный Киндысай), так и залегание ее на средне- и нижнекаменноугольных также терригенных породах. Последнее обстоятельство подтверждает то, что отложения конусов выноса прослеживаются далеко на запад, за пределы развития карбонатов карбона, т.е. за пределы шельфа.

На востоке (Кенкияк, Бозоба, Арансай и др.), юго-востоке (Гурьевский свод, Каратон, Тенгиз и др.), юге (Астраханское поднятие) ПВ депрессионные планктоногенные, вулканогенные отложения установлены на сводах многих структур, сложенных мелководными известняками карбона.

На внешних склонах шельфа и за его пределами они расслоены гравититами, формирующими глубоководные конуса выноса. Можно предполагать, что в цен-

тральных районах, за пределами развития разновозрастных уступов, сложенных карбонатными породами девона, карбона, развиты отложения типа контуритов.

В пределах западного сегмента внутренней прибортовой зоны впадины на ряде площадей (Заволжской, Демидовской, Ахтубинской, Упрямовской, Лободинской, Молчановской) Ахтубинско-Палласовского мегавала скважинами вскрыты отложения мощностью до 1497 м, имеющие глинисто-битуминозно-карбонатно-обломочный состав [138].

В разрезе Ахтубинской скв. 1 (Рисунок 4.7) нижняя пермь залегает на терригенных отложениях верхнего карбона и представлена в объеме шиханского(?) горизонта ассельского яруса, бурцевского-иргинского и саргинского горизонтов артинского яруса и кунгура [139, 140]. Ассельские отложения (инт. 6050-6208 м) представлены в нижней части брекчий, состоящей из обломков известняков биоморфно-детритовых, микросгустковых, комковатых, доломитизированных, окремнелых, известняковых песчаников. В обломках встречены нижнебашкирские, верхнемосковские и ассельские фораминиферы (гл. 6202-6208, 6055-6067, 6079-6091 м). Миоспоры ассельского палинокомплекса *Potonieisporites novicus* – *Vittatina* - *Complexusporites polymorphus* встречены на отметке 6202-6208 м. В верхней части разрез асселя сложен известняками темно-серыми, микрозернистыми, окремнелыми, доломитизированными до перехода в доломиты, с прослоями аргиллитов, туфоаргиллитов, спонголитов, радиоляритов, известняковых брекчий, известняков микрозернистых, неравномерно глинистых, доломитизированных (Рисунок 4.8).

К сакмарскому ярусу условно отнесена пачка карбонатных пород мощностью около 35 м, которая ранее включалась в артинский ярус.

Бурцевско-иргинские отложения (6015-5857 м) представлены в нижней части известняковой конглобрекчий с глинисто-карбонатным цементом с прослоями известняков, с реликтами радиолярий, в верхней – известняками микрозернистыми, доломитизированными, неравномерно окремнелыми, битуминозными, спонголитами с остатками радиолярий, аргиллитами черными, участками ту-

фоаргиллитами светлосерыми, слабо алевритистыми (инт. 5889-5896, 5896-5903 м).

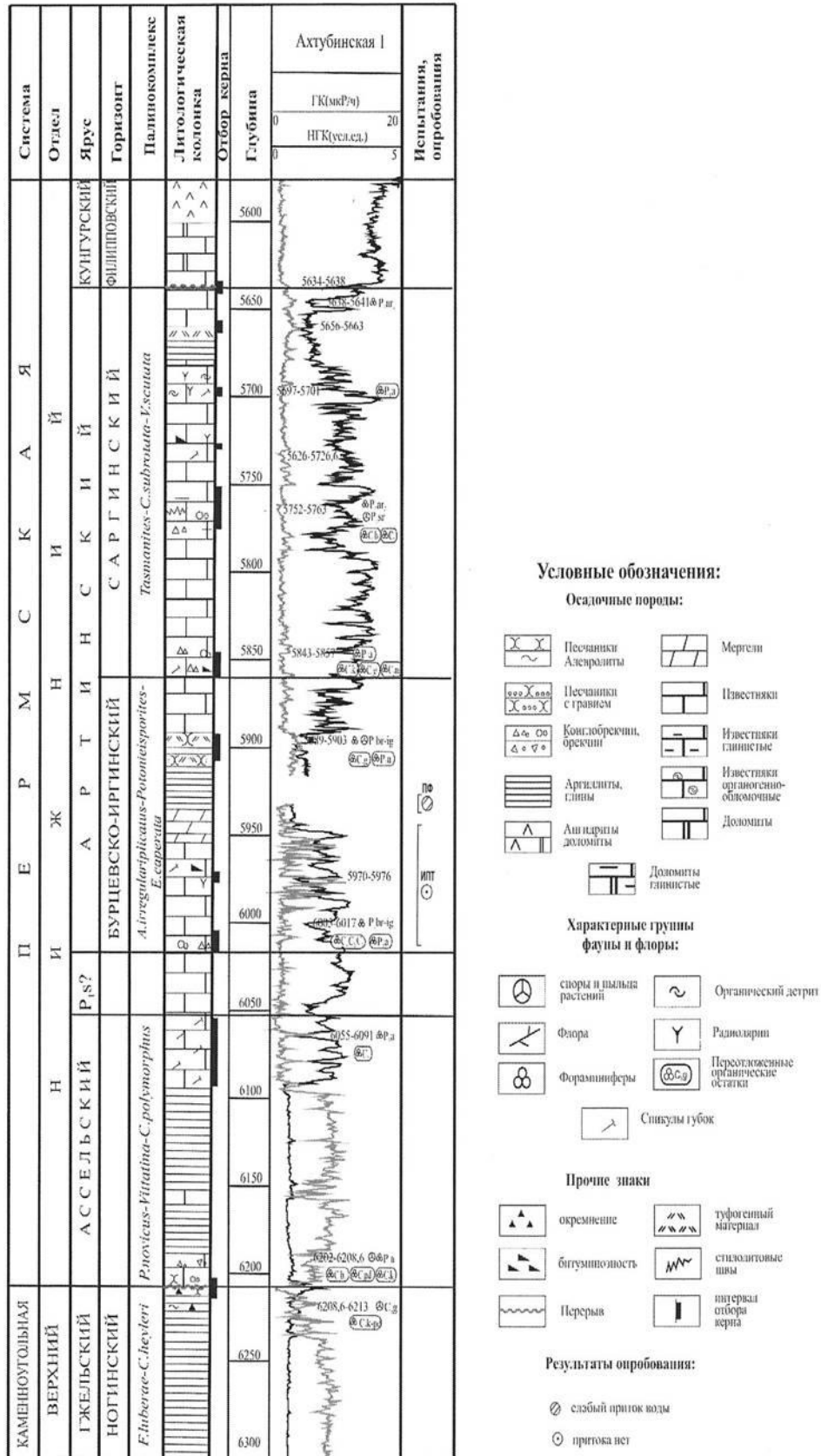


Рисунок 4.7 – Литолого-стратиграфический разрез нижнепермских глубоководных отложений, вскрытых Ахтубинской скв.№1 [140]

В обломках присутствуют переотложенные остатки фораминифер нижнего, среднего, верхнего карбона, асселя и нижнеартинский вид *Pseudofusulina concessa* (6005-6017 м), по которому определен возраст вмещающих пород. Кроме того, в инт. 5889-5896 м из туфоаргиллитов выделены миоспоры, отнесенные к палинокомплексу *Azonalites irregulariplicatus* – *Potonieisporites* – *E. caperata*, охватывающий бурцевско-иргинский стратиграфический интервал (Рисунок 4.9 а, б).

Саргинский горизонт (5857-5634 м) в рассматриваемом разрезе сложен обломочными, шламово-детритовыми, оолитовыми доломитизированными известняками, известняковой брекчией с фораминиферами гжельского и ассельско-артинского возраста, с прослоями черных листоватых аргиллитов, радиоляритов, тонкослоистых кремнисто-карбонатно-битуминозных пород с фрагментами спикул губок (Рисунок 4.10; Рисунок 4.11 а, б, в; Рисунок 4.12). В кровельной части (5638-5641 м) встречены верхнеартинские Фораминиферы *Hyperamminoides samarensis*, ниже (5752-5759 м) – саргинский палинокомплекс *Cordaitina subrotata*.

Аналогичного типа разрезы вскрыты на различную глубину или полностью на территории саратовского сегмента ПВ. Так, Ерусланская скв. 5 вскрыла разрез, имеющий трехчленное строение – верхнюю гаммаактивную толщу (5820-5870 м), сложенную темносерыми, прослойками светло-серыми тонкослоистыми известняками и микрозернистыми, неяснослоистыми доломитами, нижележащую толщу (5870-5940 м), представленную обломочными и органогенно-детритовыми известняками с редкими прослоями тонкослоистых доломитов. Нижняя часть разреза (5940-6002 м) сложена коричнево-черными, микрозернистыми, трещиноватыми, местами кавернозными известняками с тонкими прослоями битуминозных известняков в верхней части и аргиллитов в верхней. Модель формирования таких разрезов представлена на рисунке 4.13.

На территории Уральско-Оренбургского сегмента подобный разрез вскрыт Долинской скв. 3 (УГС-3) в интервале 6302-6700 м. Как и в других разрезах здесь выделяется верхняя гаммаактивная толща (подошва на глубине 6552 м), отнесенная к сакмаро-артинским нерасчлененным отложениям, и подстилающая ее

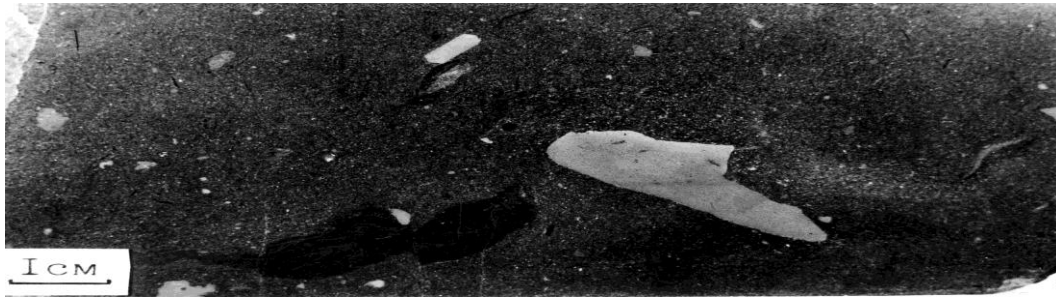


Рисунок 4.8 – Алевро-песчанистая порода с примесью глинистого материала и включением обломков карбонатных и терригенных пород из инт. 6201-6208 м Ахтубинской скв. 31 (P_{1a}) – отложения дебризных потоков на континентальном склоне.

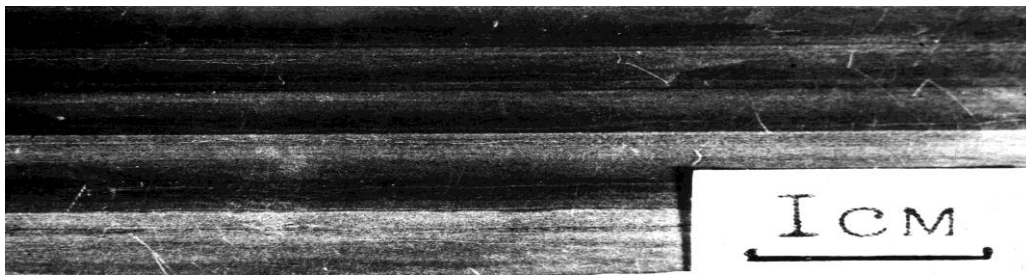


Рисунок 4.9а – Алевро-глинистая порода с градиционной слоистостью из инт. 5896-5903 м Ахтубинской скв. №1 (P_{1aг1}), образованная тонкодисперсными мутьевыми потоками с постепенным осаждением осадка.

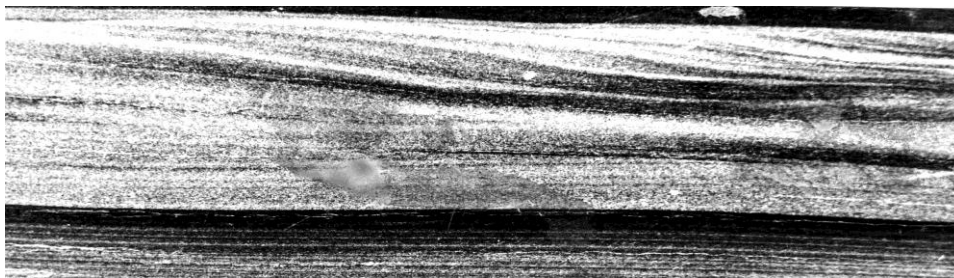


Рисунок 4.9б – Алевролит мелко-среднезернистый, с косо-волнистой, местами горизонтальной градиционной слоистостью из инт. 5896-5903 м Ахтубинской скв. №1 (P_{1aг1}) – продукт гравитационных (турбидитных) потоков на пологом континентальном склоне.

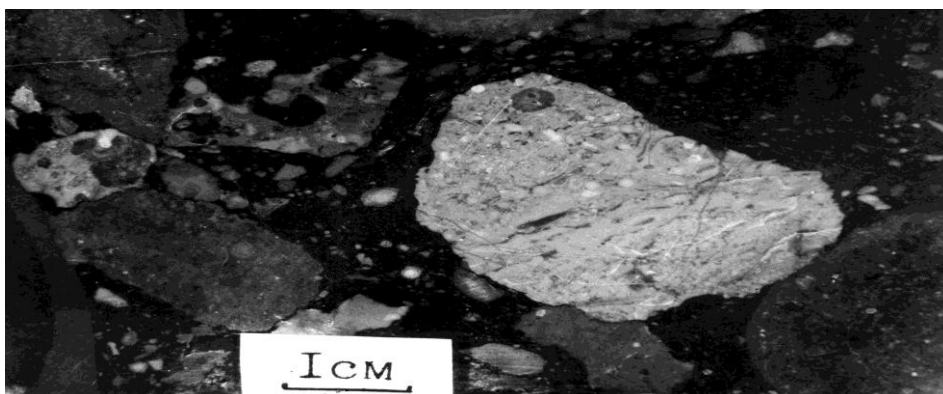


Рисунок 4.10 – Известняк органогенно-обломочный из инт. 5851-5857 м Ахтубинской скв. №1 (P_{1aг2}), сложенный обломками биогермных и органогенно-детритовых карбонатных пород гравийно-галечной размерности и вмещающим материалом базального типа, микритового состава с примесью глинистого вещества – продукт гравитационного сноса на крутом континентальном склоне.



Рисунок 4.11а – Известняк сложенный обломками биогенных карбонатов из инт. 5844-5851 м Ахтубинской скв.№1 (P_{1ar2}) – *продукт гравитационного переноса.*

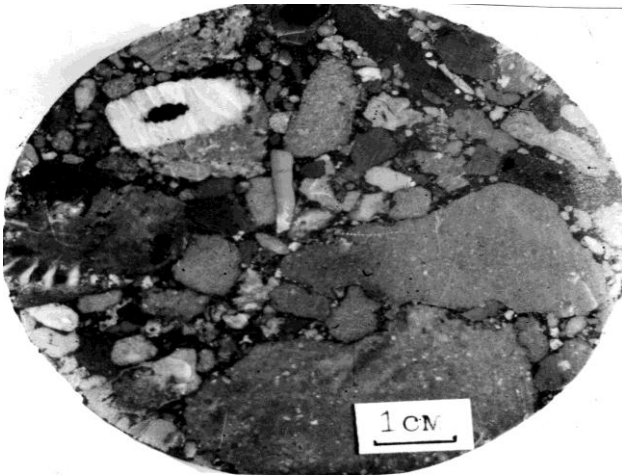


Рисунок 4.11б – Известняк, сложенный обломками органогенно-детритовых известняков и остатками ископаемых организмов из инт. 5844-5851 м Ахтубинской скв.№1 (P_{1ar2}) – *продукт гравитационного сноса.*

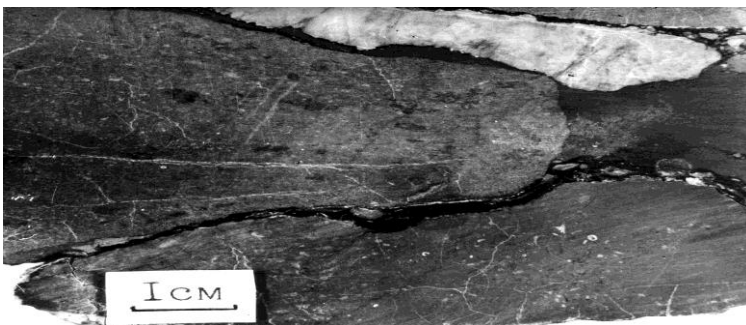


Рисунок 4.11в – Известняк обломочный, брекчиевидной текстуры, сложен обломками шламово-микритовых пород из инт. 5844-5851 м Ахтубинской скв.№1 (P_{1ar2}) – *продукт зерновых гравитационных потоков.*

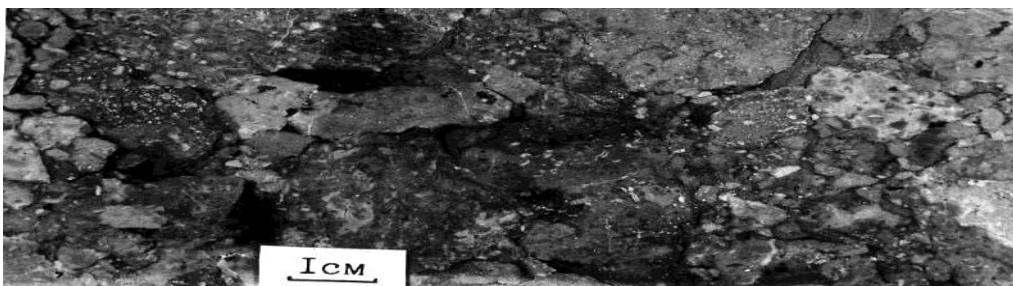


Рисунок 4.12 – Известняк обломочный гравийно-брекчиевой текстуры из инт. 5755-5766 м Ахтубинской скв.№1 (P_{1ar2}) – *продукт гравитационного переноса зерновыми потоками по крутому континентальному склону.*

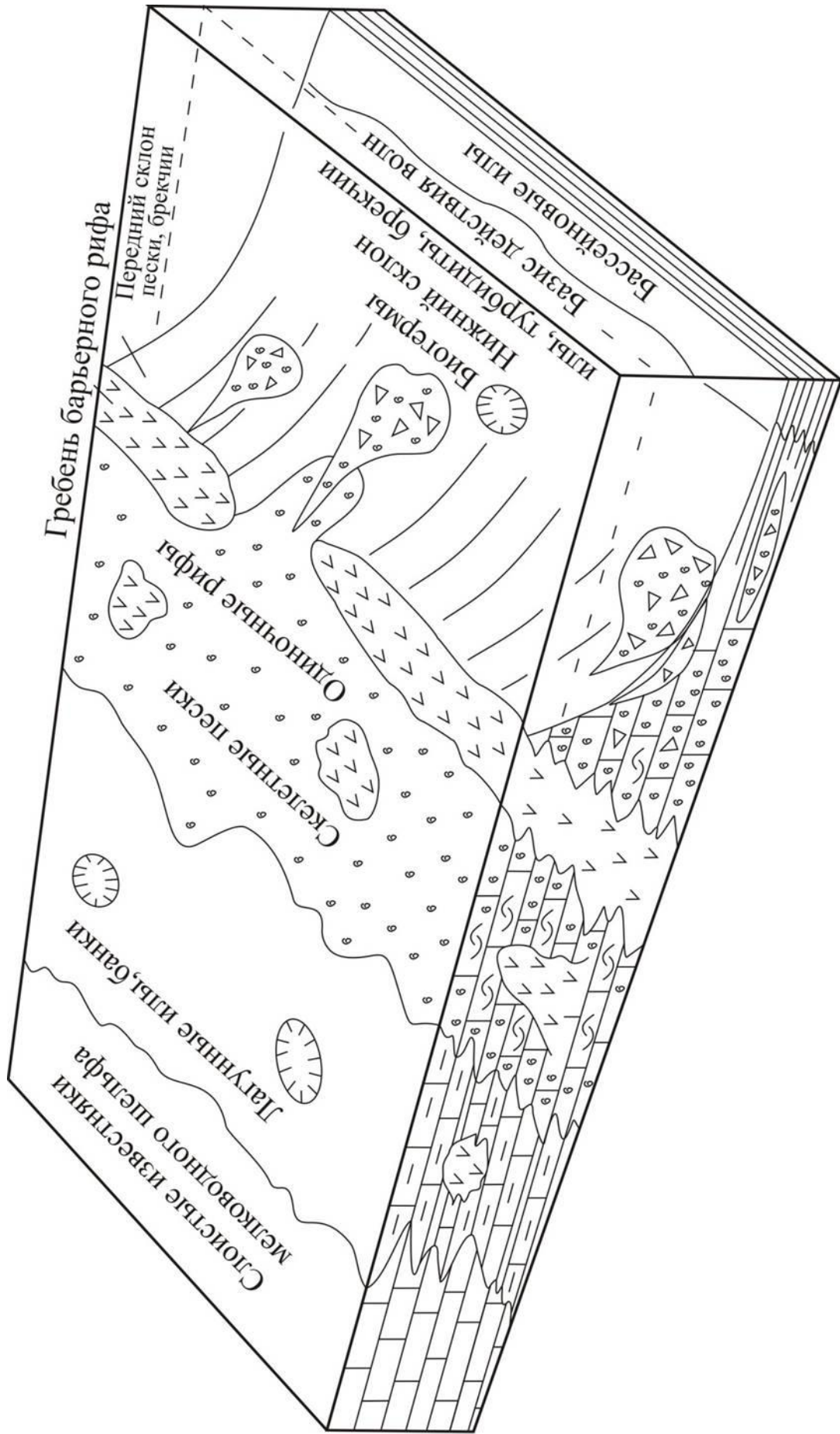


Рисунок 4.13 – Генерализованная модель шельфа римового типа (северная приборговая зона Прикаспийской впадины).
Составил П.Д. Кухтинов

толща с пониженными значениями ГК, рассматриваемая в составе ассельского яруса. В разрезе наблюдается чередование слоев обломочных карбонатов, содержащих остатки переотложенной мелководной фауны, и темносерых планктоногенных известняков, метасоматических доломитов и типично глубоководных кремнисто-глинистых карбонатных, участками битуминозных отложений, насыщенных углефицированными растительными остатками, подчеркивающими тонкую наклонную слоистость. В верхней части гаммаактивной толщи (6322-6330 м) обнаружены мелкие фораминиферы *in situ* артинского возраста. Верхняя часть нижней толщи (6526-6537 м) охарактеризована фораминиферами, в том числе артинскими псевдофузулинами и единичными остракодами, предположительно саргинского возраста. В нижней части толщи (6662-6667 м) встречены фораминиферы нижней перми. По данным Б.М. Куандыкова, Н.Г. Матлошинского и др. [47] рассматриваемые отложения слагают дистальную часть подводного конуса выноса.

Средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские бассейновые депрессионные кремнисто-глинисто-карбонатные битуминозные образования малой мощности (10-30 м) установлены в разрезах скважины Жаик 1 и Южно-Дарьинских 1 и 2. Идентичные отложения выявлены также в разрезах скважин, пробуренных в пределах южного склона визе-башкирского бортового уступа. Так, Южно-Каменская скв. 7 вскрыла нижнюю пермь в интервале 5022-5028 м, залегающую на карбонатах серпуховского яруса нижнего карбона. Аналогичные разрезы нижней перми зафиксированы у подножия рифового массива Карачаганак и на некотором удалении от него (Сухореченская площадь). Восточнее, на продолжении Карачаганак-Кобландинского вала, маломощные (136 м) отложения докунгурской перми вскрыты Кобландинской скважиной 3 на глубине 6136-6299 м. Предполагается залегание их на девонских образованиях.

Описанные выше глинисто-карбонатные комплексы, развитые в прибортовых частях впадины, в настоящее время мало изучены. Они формируют клиноформные в продольном сечении тела, соответствующие в плане конусам выноса обломочных карбонатов и глинистого материала, генетически связанные с карбо-

натными формациями бортовой зоны (Рисунок 4.13). Формирование их происходило на регрессивных этапах развития палеошельфов и рифовых систем [141]. Выше уже отмечалось, что развитие путей транзита обломочного материала происходило, вероятно, унаследовано, поэтому заполняющие впадину глубоководные конуса выноса могут состоять из разновозрастных фенос - ранневизейских, башкирских, сакмаро-артинских [47, 142-144]. Возможно, что с этим связана известная путаница с датировкой отложений внутренних районов впадины.

Для рассматриваемых отложений характерно широкое участие кремнистых пород, что может свидетельствовать о проявлении такого фактора как критическая глубина растворения карбонатов (КГК). По данным Н.М. Страхова [145], растворение CaCO_3 , продуцируемого поверхностной пленкой, отсутствует в верхней толще водной массы (500-1500 м) и прогрессивно усиливается в более глубоких слоях, достигая максимума на глубине более 4500 м. Переслаивание карбонатных и кремнистых пород в разрезах свидетельствует о меняющейся глубине бассейна - ниже или вышеизобаты КГК – или рельефе дна. С этим явлением может быть связаны необычные глубоководные перерывы, когда при опускании дна ниже КГК на карбонатные мелководные толщи карбона параллельно ложатся кремнистые осадки нижней перми.

На основании изложенных выше данных можно говорить о нескольких типах преимущественно терригенных разрезов [146], приуроченных к различным участкам ПВ, главным образом ее прибортовых зонам (Рисунок 4.14). К первому типу относятся разрезы таких конусов как Кокпектинский, Остансукский, ряда конусов Актюбинского Приуралья, представляющие собой дельтовые образования первого уровня седиментации (река-море). Остальные конуса - Каратюбинский, Кенкиякский, Куантайский, Боржерский на востоке, Тугаракчанский, Бикжальский, Тортайский и др. на юго-востоке, Сарпинский и предполагаемые конуса выноса севернее Астраханского поднятия и др. сформированы гравитационными потоками на втором уровне седиментации, начиная от внешнего края шельфа до подножия континентального склона. Внешний край шельфа определяется автором по границе распространения нижнепермских карбонатных отложений,

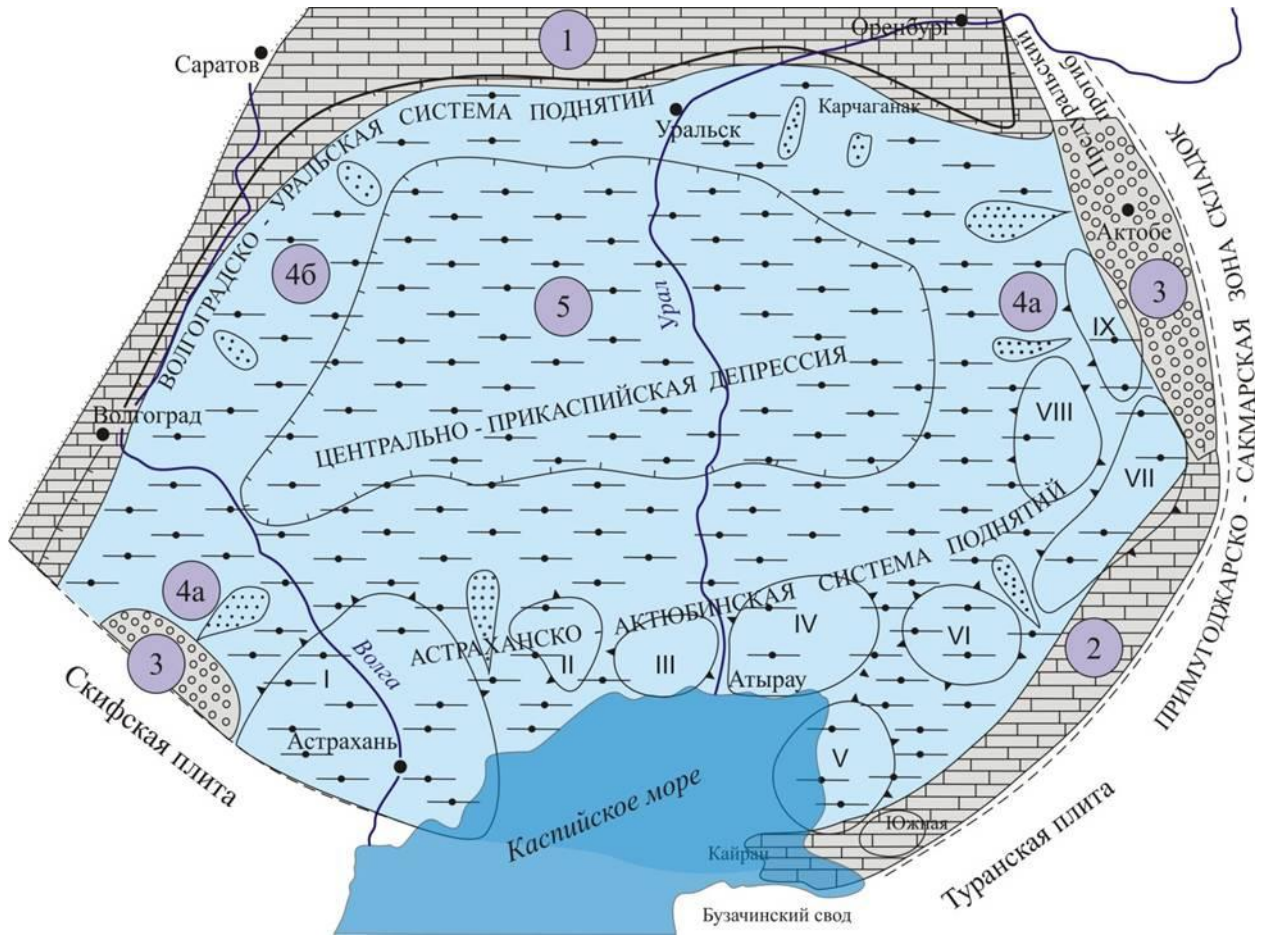


Рисунок 4.14. Схема распространения основных литолого-фациальных комплексов подсолевой нижней перми Прикаспийской впадины. Составил П.Д. Кухтинов

1 – Карбонатная платформа клиновидного типа; 2 – Карбонатная платформа линейного типа; 3 – Орогенный флишиодно-молассовый комплекс; 4 – Осадочно-олисто Stromовый комплекс глубоководных конусов выноса; 5 – Гемипелагический (бассейновый) комплекс

обращенной в сторону бассейна, и с учетом принятой предельной глубины шельфа, принимаемой за 200-250 м. В целом глубина раннепермского бассейна была значительно большей (более 1 км), что вытекает из разницы мощностей верхнепалеозойских, большей частью карбонатных отложений бортовой зоны (около 2,5-3 км) и бассейновых (гемипелагических) образований внутренних областей впадины. Формирование их связано с каньонами, прорезающими местами закрытые карбонатные и открытые терригенные шельфы. Особенностью этих образований являются большие мощности, инъективный, геологически мгновенный режим доставки в зону аккумуляции аллохтонного кластического материала единичного

турбидита суспензионными потоками с последующим перекрытием его естественными для данной области морскими маломощными глубоководными отложениями. Считается [147], что на накопление автохтонной составляющей разреза приходится до 95% времени формирования подобных отложений. Исходя из этого, расчет скорости седиментации обычным способом весьма затруднен.

Также со вторым уровнем седиментации связано образование конусов выноса, развитых вдоль западного и северного бортов ПВ, заключающих аллохтонный материал глинисто-карбонатного состава, что отличает их от преимущественно терригенных конусов выноса восточных и южных районов внутренней прибортовой зоны ПВ.

Как уже отмечалось, осадки конусов выноса второго уровня седиментации перекрывают в той или иной мере карбонатную платформу карбона и распространяются за ее пределы. Скопления осадочного материала имеют в разрезе форму плоско-выпуклой линзы, вытянутой в сторону бассейна в виде клина. Приуроченность веерообразных тел глубоководных конусов выноса к континентальному склону привела автора к предположению о тороидной (кольцевой) форме их распространения [147] – по аналогии с современными океанами [90]. На отдельных плоско-вершинных поднятиях (Тенгиз, Каратон, Астраханское и др.), сложенных девонско-каменноугольными карбонатными отложениями аллохтонный материал в значительных объемах не накапливался. Его плотностные потоки огибали карбонатные постройки, транзитом перемещаясь по каньонам в зоны глубоководья. Очевидно, что тороид местами прерывался.

Таким образом, данные, изложенные в главах 3 и 4, свидетельствуют о *наличии в составе нижней перми ПВ пяти основных комплексов пород или геологических тел, сформированных в различных палеогеографических и геодинамических обстановках (Рисунок 4.14):*

- карбонатной платформы клиновидного типа, сформированной на пассивной (перикратонной) юго-восточной окраине ВЕП и представленной шельфовой слоистой карбонатной, лагунной карбонатно-сульфатной и рифогенной формациями;

- карбонатной платформы линейного типа, образовавшейся на краю миогеосинклинали в обстановке мелководья и влияния горной суши Урала и Мугоджар, формирующейся на смежной территории вследствие коллизионных процессов, и являющейся крайним членом латерального ряда орогенных формаций, начинающейся с сероцветной нижней молассы;

- орогенного комплекса, сформированного на восточной, юго-восточной и юго-западной окраинах ПВ в обстановке мелководного терригенного шельфа или первого уровня седиментации (река-море) под влиянием герцинид;

- осадочно-олистоостровового комплекса глубоководных конусов выноса, сформированного на втором уровне седиментации – внешнем крае шельфа и склоне вследствие гравитационного оползания осадочных масс;

- гемипелагического глинисто-кремнисто-карбонатного комплекса центральной части бассейна седиментации, пока еще недостаточно изученного.

5. НИЖНЕПЕРМСКИЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ВОЗМОЖНЫЕ ОБЪЕКТЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

Перспективность верхнепалеозойских отложений ПВ доказана открытием промышленных скоплений углеводородов, сосредоточенных в основном в пределах ее прибортовых зон. Из крупных месторождений, обнаруженных в отложениях нижней перми, может быть названо только Карачаганакское, которое приурочено к одиночной органогенной постройке. Многолетние поиски подобных структур пока не увенчались успехом. В то же время представляют интерес небольшие нефтегазовые месторождения в пределах бортовой подзоны на всем ее протяжении (Башкирия, Оренбург, Уральск, Саратов, Волгоград), выявленные в верхнеартинско-нижнекунгурской карбонатно-сульфатной толще (Рисунок 5.1). Выделяемые в ее составе слои доломитов и ангидритов хорошо прослеживаются в разрезах лагунных отложений, но при приближении к органогенным постройкам ангидриты выклиниваются, и разрез становится полностью карбонатным: биохемогенные доломиты сменяются по простиранию водорослевыми доломитами биостромового генезиса [106]. Такой почти «безангидритовый» разрез хорошо изучен на месторождении Карачаганак [107], где аналоги карбонатно-сульфатной толщи представлены в нижней части доломитами серыми, комковато-сгустковыми, микро-тонкозернистыми, ангидритизированными, с маломощными пластами ангидритов, в верхней – доломитами, известняками перекристаллизованными и ангидритизированными, прослоями биогермными – строматолитовыми, водорослевыми, биоморфными – мшанково-брахиоподовыми, мшанково-гастроподовыми с остатками мелких фораминифер и остракод. Эти отложения венчают мощный карбонатный разрез нижней перми рифового массива.

Интерес представляют слои карбонатных пород, представленных первичными строматолитовыми доломитами, в различной мере известковистыми, с прослоями органогенно-детритовых, онколитовых, оолитовых или псевдооолитовых известняково-доломитовых пород, содержащих остатки

гастропод, брахиопод, пелеципод, мелких фораминифер, остракод. Вариации в структурах и текстурах

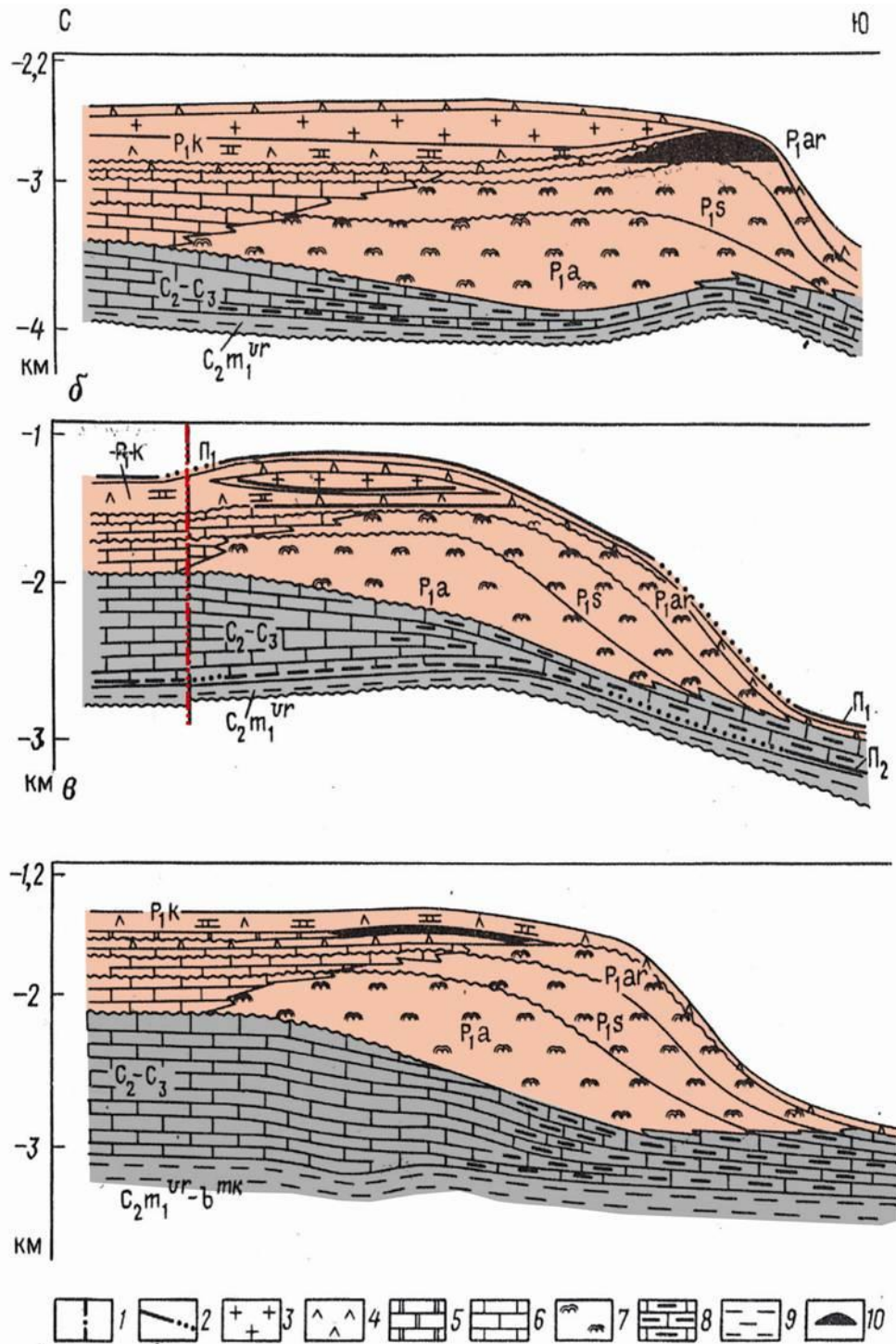


Рисунок 5.1 – Геологические разрезы Западно-Тёпловского (а), Павловского (б) и Карпёнского (в) месторождений нефти и газа зоны нижнепермского барьерного рифа. Условные обозначения: 1 – дизъюнктивное нарушение, 2 – сейсмические отражающие горизонты (Π_1 и Π_2), 3 – соль, 4 – ангидриты, 5 – доломиты, 6 – мелководно-шельфовые слоистые карбонатные отложения, 7 – барьерный риф, 8 – глинисто-кремнисто-карбонатные глубоководные отложения, 9 – терригенные породы, 10 – залежи нефти и газа

свидетельствуют о нестабильном режиме седиментации: образование строматолитовых, оолитовых и тому подобных разностей пород связывается с жизнедеятельностью обволакивающих водорослей в обстановке мелкого теплого водоема с повышенной гидродинамикой и соленостью; седиментационно-диагенетическое образование микро-тонкозернистых доломитов могло происходить в пределах пониженных (затишных) участков морского дна с повышенной соленостью, т.е. лагунах. Вышележащие пласты доломитов отличаются более высоким содержанием и разнообразием органических остатков. Среди остракод доминирующее положение в составе комплексов имеют многочисленные виды рода *Paraparchites*, представленные многочисленными экземплярами крупных раковин. Их остатки нередко приобретают породообразующее значение. Это явление приурочено к определенному стратиграфическому уровню – саранинскому и филипповскому горизонтам кунгура, что позволило выделить одноименную остракодовую *биофацию Paraparchites* [148]. Ранее слои с обильными *Paraparchites* были отмечены Н.М. Кочетковой и Е.А. Гусевой [149] на этом же стратиграфическом уровне вдоль всего Урала. Недавно биофация *Paraparchites* была обнаружена в разрезе нижней перми, вскрытом скважиной на юге ПВ - в пределах северо-восточной части акватории Каспийского моря (площадь Кайран). Эти данные подтверждают широкое распространение *биофацции Paraparchites, приобретающей значение межрегионального корреляционного репера*. Учитывая то обстоятельство, что а) остракодовая биофация *Paraparchites* обычно пространственно сопряжена с органогенными постройками, которые всегда представляли особый интерес для практической геологии, и б) во вмещающих ее отложениях встречаются промышленные скопления углеводородов, эту биофацию можно рассматриваться как своеобразный *поисковый признак* [113].

Как уже отмечалось, бортовой уступ, нередко ограниченный органогенными постройками, представлял внешний край шельфа, от которого вглубь впадины начинается постепенное замещение относительно мелководных отложений глубоководными, перспективы которых в отношении нефтегазоносности априори

как бесперспективные или малоперспективные. Лишь отдельные исследователи не исключали открытия месторождений во внутренних районах впадины, но обычно эти ожидания связывались с одиночными органогенными постройками типа Карачаганак. В то же время Центрально-Прикаспийская впадина, имеющая авлакогенную природу и выполненная нижнепалеозойскими образованиями, рассматривается как потенциальная область нефтегазообразования, подпитывающая верхнепалеозойские карбонатные и терригенные толщи региона.

Следует заметить, что согласно опубликованным данным, глубоководные области – континентальный склон и его подножие, характеризующиеся мощными толщами осадочного выполнения, высокой скоростью седиментации, большим содержанием органического вещества (до 80% от общей массы) и повышенными значениями теплового потока, рассматриваются в качестве главной области нефтегазообразования [150, 151]. Считается, что извлекаемые запасы углеводородов, расположенные между изобатами 20 и 3000 м достигают 76 млрд. м³ [152]. С глубоководными отложениями, особенно конусов выноса, связаны успешные поиски углеводородов в различных районах мира. Важно отметить также, что глубоководные кремнистые толщи рассматриваются сейчас и как нефтематеринские, и как коллекторы [153].

На возможную перспективность глубоководных терригенных отложений ПВ, заполняющих подводные каньоны и формирующих глубоководные конуса выноса различного возраста, впервые, вероятно, обратили внимание А.К.Замарёнов, Е.В.Кучерук, С.Н.Морозов [154], а также Ю.А. Волож и др., предполагавшие наличие литологических ловушек, связанных с обратными клиноформами, прислоняющимися слоями и проградационными клиноформами, и ловушек, приуроченных к тектоническим поднятиям. Неоднократно привлекал внимание к этой теме П.Д. Кухтинов [155-157].

Имеющиеся данные бурения и сейсмостратиграфических исследований позволяют говорить о широком развитии глубоководных отложений, представленных в виде довольно мощной обратной клиноформы, латерально замещающейся на шельфовые карбонаты (северные и западные районы) или нижнемолассовые

толщи первого уровня седиментации (восточные и, возможно, южные районы) или отделённой от них зоной отсутствия отложений, и тогда примыкающей к карбонатным платформам более древнего возраста. Эти отложения концентрически окаймляют с внутренней стороны карбонатные платформы Астраханско-Актюбинской и Волгоградско-Оренбургской систем поднятий (в виде тороида, по А.П. Лисицыну) или частично на них налегают, но во многих случаях доступны бурению и изучению.

Перспективность мощных терригенных комплексов восточной части ПВ в отношении нефтегазоносности изначально оценивалась весьма высоко. Одним из первых в этом отношении был изучен разрез Остансукской скв. П-38, пробуренной в пределах одноименного прогиба [158]. Вскрытый разрез мощностью 1181 м состоит из аргиллитов (65-67%) с прослоями алевролитов и песчаников. Прослой песчаников мощностью 5-60 см не выдержаны по простиранию, содержат примеси более мелких фракций, плохо отсортированы, глинистые, известковистые, полимиктовые. В их составе содержатся неустойчивые породообразующие компоненты, которые в ходе вторичных процессов переходят в глинистую субстанцию. Цемент песчано-алевролитовых пород карбонатный, порового и базального типа, составляет 27-38% массы породы. Наличие в глинистой части цемента монтмориллонита снижает проницаемость песчаников. Отмеченные особенности явились причиной плохих коллекторских свойств песчаников и алевролитов (открытая пористость 4,62-4,90%, проницаемость от 0,0001 до 0,014 мД). Кроме того геофизическими данными в изученной толще не установлено тектонических нарушений, которые могли бы привести к появлению трещиноватости.

Геофизическими исследованиями было подтверждено наличие в разрезах терригенных отложений Кенкиякской, Кумсайской площадей специфических геологических тел (Рисунок 5.2), с выпуклой кровлей и плоской подошвой, напоминающих по форме прибрежный бар [24] или подводный конус выноса. Полигоном для реальной оценки их перспектив стали Кенкиякская и, особенно, Акжар-Каратюбинская зоны, где было выделено до 8 продуктивных горизонтов. Критериями для их выделения послужило наличие пачек с относительно повышенными

сопротивлениями, обусловленными переслаиванием аргиллитов с песчаными и карбонатными прослоями, а также получение притоков. Опираясь на наличие характерных признаков (градационные текстуры, прослои туфогенных и планктоногенных пород среди слоёв и пачек гравититов и др.), автор считает возможным относить их к глубоководным образованиям. Исследования показали, что предполагаемое широкое развитие в терригенных, преимущественно песчано-алевритовых и более грубообломочных породах первично-поровых коллекторов, обычно обладающих высокими емкостно-фильтрационными свойствами даже на глубинах 4-5 км, не подтвердилось. Низкие значения проницаемости обусловлены широким развитием процессов карбонатной цементации и новообразованиями ангидрита.

При анализе материалов по нижнепермскому нефтегазоносному комплексу Кенкиякской ступени [159, 160] относительно трещиноватости ранее было сказано лишь то, что она ориентирована хаотически, трещины открытые или выполнены кальцитом, а коллекторы промысловых горизонтов – песчаники, алевролиты кварц-полевошпатовые, в разной степени известковистые, слабослюдистые, слоистые и неслоистые, плотные, участками трещиноватые – относятся к поровому и порово-трещинному типу. Характерно, что в семи продуктивных горизонтах отмечается открытая пористость от 1,9 до 16,2%, но породы нередко непроницаемы. Связь нефтескоплений с разломами также не была изучена, но о существовании дизъюнктивных нарушений в этом районе известно давно.

На Акжар-Каратюбинской зоне с помощью детальной сейсморазведки и по данным бурения было установлено моноклиналиное падение кровли нижней перми, осложнённое отдельными небольшими локальными поднятиями и прогибами с амплитудами 25-75м. Последние ограничены (в основном по кровле каменноугольных отложений или горизонту Π_2^1) тектоническими нарушениями, сопровождающимися крупноамплитудные глубинные разломы, зафиксированные по кровле фундамента или отражающему горизонту Π_3 [161]. Однако, оказалось, что выявленные нефтяные скопления не контролируются структурными условиями и,

как правило, находятся за пределами сводов (Рисунок 5.3). Практически единственным контролирующим фактором является литологический.

Максимальные значения пористости, по данным В.А.Саввина [161], для песчаников и алевролитов не превышают 10% (в среднем 5%), проницаемость матрицы песчано-алевритовых пород составляет сотые, тысячные доли мД. Монолитные аргиллиты имеют пористость по керну 6-8%, но их чешуйчато-листоватые разновидности, названные «акжаритами» [129], имеют величину этого параметра, достигающую 24%. Именно они и рассматриваются как основной коллектор. Происхождение таких коллекторов объяснила Н.В. Павлинова [131]. В разрезах пермских отложений выделяются слои вулканогенных пород, которые распадаются на пласты собственно туфопелитов мощностью до 2 м, разделенных более тонкими прослоями минералокластических туфов алевролитовой размерности. Здесь аутигенный смектит постепенно переходит в смешанно-слоистые образования смектит-гидрослюдистого и гидрослюдисто-хлоритового состава. Образование гидрослюды сопровождается выделением межслоевой и поровой воды, разуплотнением и процессами гидроразрыва. Появляются трещины, чаще открытые, имеющие разнонаправленную, но большей частью горизонтальную ориентировку по отношению к напластованию. Таким образом, флюидоупор превращается в ложную покрышку, через которую возможен переток углеводородов. В то же время образование вторичных монтмориллонитов по пеплам среднего состава на ранних стадиях постседиментационного изменения приводит к ликвидации порового пространства, к непроницаемости глинистых прослоев, к превращению их во флюидоупор.

Улучшение фильтрационно-емкостных свойств пород происходит также при образовании трещин под влиянием тектонических движений и каверн выщелачивания по этим трещинам. Связь тектонических движений с образованием коллекторов подтверждается наличием большого числа зеркал скольжения в керне скважин, из которых получены притоки УВ. В целом в нижнепермском комплексе развит преимущественно каверново-трещинный тип коллекторов, что обусловле-

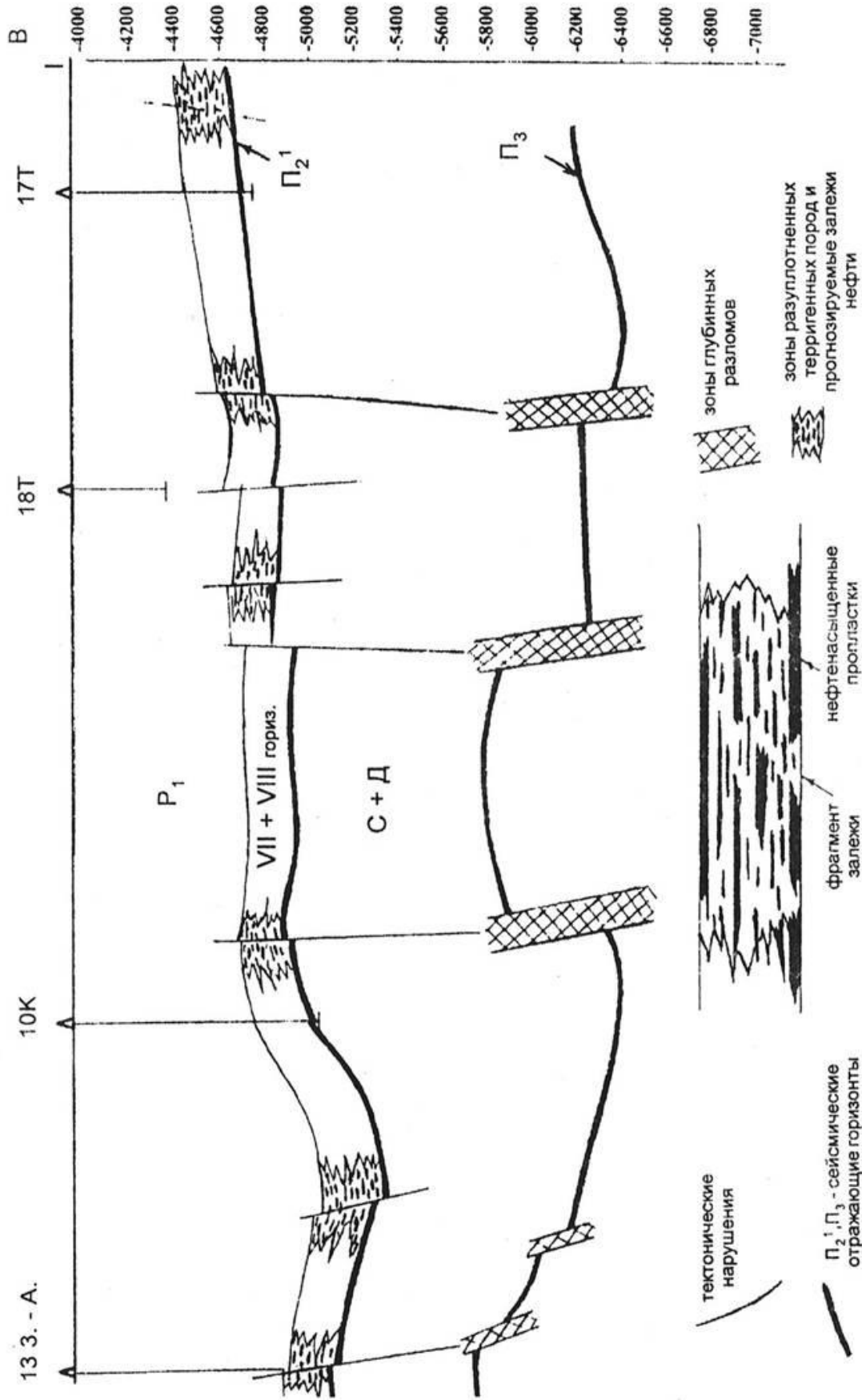


Рисунок 5.3 –Схема геологического строения нижнепермских залежей VII-VIII горизонтов Акжар-Каратюбинской зоны нефтегазонакопления [16].

но проявлением трещинных деформаций в приразломных зонах. Также было установлено [161, 162], что выявленные нефтяные скопления не контролируются структурными условиями, а связаны с зонами развития трещиноватых, разуплотнённых пород, приуроченными к глубинным разломам (Рисунок 5.3).

Первые обнадеживающие результаты были получены при вскрытии верхней части нижнепермского терригенного разреза на валообразной структуре Каратобе – Северный Киндысай [163], в которой было выделено четыре (I-IV) горизонта песчаников с различной степенью глинистости. В процессе бурения скв. П-25 при цементации технической колонны произошло самоизлияние нефти из I горизонта дебитом 300 л/сут, при вскрытии горизонта II – открытое фонтанирование: за 1 час скважина выбросила 10 м³ нефти. Небольшие притоки нефти были получены при испытании горизонта III в скважине Г-33. Притоки были получены из разрезов скважин, пробуренных на крыльях структуры.

Наиболее существенные притоки нефти были получены на структуре Акжар из нижних (VII и VIII) горизонтов и составляли от 2,5 до 921,6 м³/сут., газа - от 1,03 до 814,8 тыс. м³/сут. при депрессиях на пласт от 38,2 до 74,2% от пластового давления, составляющего для VIII, VII и III горизонтов соответственно 84,5 МПа, 74,3 МПа и 74,8 МПа. Залежь, приуроченная к VIII горизонту, отнесена к категории крупных. По двум глубинным пробам нефти, отобраным из VIII горизонта, определено давление насыщения, равное соответственно 28,73 МПа и 8,87 МПа и газосодержание 374,7 м³/т и 75,9 м³/т. Для всех опробованных объектов характерны аномально высокие пластовые давления. Коэффициенты аномальности варьируют от 1,49 до 1,84 с тенденцией к уменьшению аномальности вверх по разрезу. По данным С.Н. Нурсултановой [164] нефти легкие, малосернистые, смолистые.

В строении нефтеносного горизонта VIII участвуют битуминозные глины, аргиллиты, известняки, силициты, а также туфы, реже мергели, доломиты, туфоизвестняки, песчаники, алевролиты. Весьма показательны для него полимиктовые – битумно-кремнисто-карбонатно-глинистые породы, кремнистый (аутигенный и биогенный) и туфогенный материал, глобулярный пирит, обугленный растительный детрит. Характерно тонкоплитчатое, листовато-чешуйчатое строение пород,

обилие битумного органического вещества, горизонтальная и субвертикальная трещиноватость, приуроченная к зонам контактов разных по текстуре пород, и высокая гамма-активность (10-25 мкр/ч) горизонта. Коллекторские свойства можно было изучить только по наименее рассланцованным образцам, неразрушающимся при обработке [165]. Открытая пористость их не превышает 10%, максимальная проницаемость вдоль слоистости иногда достигает 6-7 мД, в основном не превышает 1 мД.

Согласно данным В.А. Саввина [161], для большинства объектов характерна пульсирующая работа скважин и устойчивые притоки нефти были получены только на минимальных штуцерах, что характерно для коллекторов трещинного типа. По-видимому, снижение дебитов при больших депрессиях связано со смыканием трещин, а уменьшение дебитов снизу вверх по разрезу - со снижением трещиноватости в этом же направлении. Участки развития трещиноватых, разуплотнённых пород связаны с глубинными разломами субмеридионального простирания (Рисунок 5.4), выделенными по отражающим горизонтам Π_3 и Π_2^1 . Предполагается [162], что зоны развития трещиноватых пород довольно протяжённые и имеют ширину до 1 км. Все значительные притоки нефти получены в скважинах, пробуренных в пределах этих зон или в непосредственной близости от них. Перспективные запасы, определённые в пределах разуплотнённых зон, позволяют относить нефтяную залежь VII горизонта к категории мелких, VIII - крупных.

Помимо Акжар-Каратюбинской зоны и Кенкиякской группы структур перспективные продуктивные горизонты выявлены на других, более удалённых площадях к северу (Самбай, Арансай и др.), западу (Шубаркудук, Коздысай и др.), югу (Боржер и др.). Весьма многообещающие данные имеются по таким структурам юго-восточной части впадины как Сазтобе, где нефтеносны пачки дебитов, Арман-Биикжальская зона, где развиты турбидиты в виде шлейфов обломочных известняков. В целом в пределах восточной части ПВ выделено несколько зональных резервуаров, сложенных песчано-алевро-глинистыми отложениями – в

пределах Остансукского прогиба, Боржер-Акжарской тектонической ступени, Жанажол-Синельниковского, Урихтау-Кожасайского Тускумского и Тортколь-

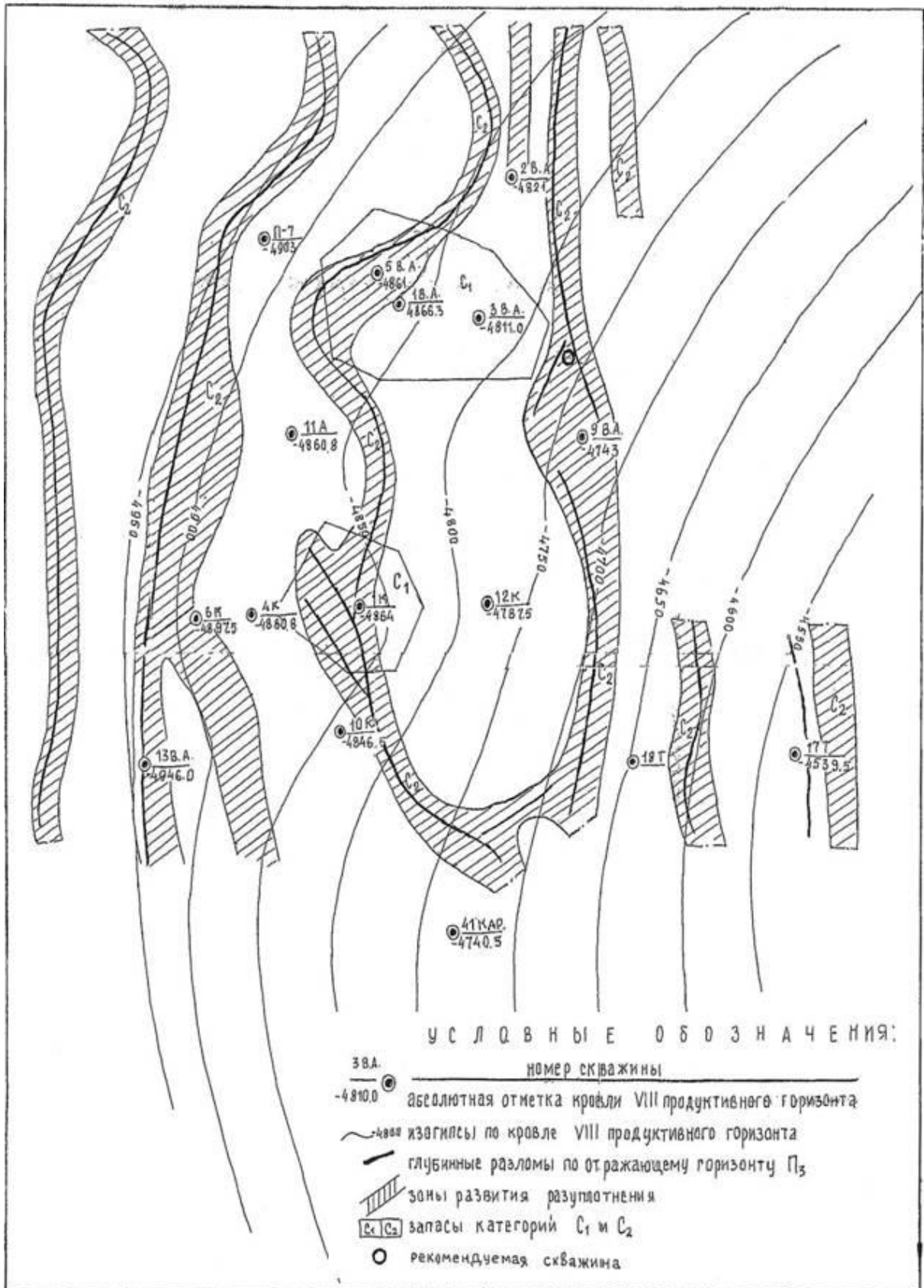


Рисунок 5.4 – Структурная карта по кровле VIII продуктивного горизонта Акжар-Каратюбинской зоны нефтегазонакопления [161]

ского валов [166].

Вдоль Каракульского вала нижнепермские терригенные отложения, относящиеся к нижней молассе мощностью до 2100 м, образуют высокоамплитудные линейные структуры, осложненные разрывными нарушениями. Они формировались в условиях предгорного прогиба [167] и представлены перемежаемостью сероцветных полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов, конгломератов. Кластический материал представлен фрагментами эффузивных, интрузивных и осадочных – терригенных и карбонатных пород. Полимиктовый состав, плохая сортировка обломочного материала, обилие седиментационно-диагенетических карбонатов стали причиной низких емкостных и фильтрационных свойств песчаников. Предполагаются, что более перспективными могут быть отложения авандельтовых бороздин (Высоковская, Каракульская площади) и возможные зоны вторичной пористости в области сочленения Каракульского вала с кряжем Карпинского.

На западе и северо-западе ПВ скважинами вскрыты глубоководные отложения на Ерусланской, Тимофеевской, Ахтубинской, Южно-Дьяковской, Солнечной площадях, где они представлены (сверху вниз) пачкой глинисто-кремнисто-карбонатного состава (20-100 м), характеризующейся повышенной гаммаактивностью, и ритмично построенной толщей (до 300-500 м), состоящей из чередования глубоководных образований и гравититов. Установлено до четырех уровней с гравититами, суммарная мощность которых достигает 20 (скв. 1 Черная Падина), 30 (Южно-Дьяковская скв.1, Тимофеевская скв. 1), 40 (Упрямовская скв. 1) и 180 (Ахтубинская скв. 1) метров. Скважины Тимофеевская 1, Ерусланская 5 вскрыли толщу плотных, микрозернистых, участками кавернозных, трещиноватых известняков с отдельными прослоями кремнистых пород, стратиграфическое положение которых пока не установлено. В скважине Ерусланской 5 на глубине 5940-5943 м обнаружен тектонический щебень. Трещины и системы трещин имеют горизонтальную, вертикальную, наклонную ориентировку и являются литогенетическими и тектоническими. Наблюдаемая длина трещин варьирует от мм до м, раскрытость от 2 до 200 мкм, поверхностная плотность трещиноватости от 0,3 до 6,2

см/см², Кп от 0,02 до 0,22%, Кпр от 0,03 до $438 \cdot 10^{-3}$ мкм². Открытые и сомкнутые трещины сопровождаются зонами разуплотнения шириной до 2-3 мм. В минерализованных трещинах разуплотняется кальцит и ангидрит. В скв. 1 Ерусланской из нижней перми был получен нефтегазоконденсатный фонтан. Фонтанирование его прекратилось через 10 дней из-за смятия колонны. Насыщенный газом керн был поднят из верхней пачки в скв. 5 этой площади. Из этого стратиграфического уровня получен приток (12 т/сут.). В скв.1 Упрямовской площади наблюдались повышенные газопоказания из отложений, представленных известняками, доломитами, кремнистыми породами и аргиллитами с глубины 5856 м, ниже (5935-5979 м) из таких же пород – получен приток нефти [168].

Во внутренней подзоне северной бортовой зоны скважина УГС-3 Долинская вскрыла мощную толщу (468 м) нижнепермских отложений бассейнового типа, рассматриваемую как дистальная часть конуса выноса [47]. Сложены они чередующимися пачками обломочных карбонатов и глубоководных кремнисто-глинистых карбонатных пород - без признаков наличия углеводородов.

По заключению Г.П. Былинкина [169] нижнепермские (докунгурские) породы внутренней части ПВ содержат высококонцентрированное сапропелевое РОВ. Им обосновывается вывод о том, что этаж нефтегазоносности в подсолевых (в том числе нижнепермских) отложениях внутренней части ПВ, включая Сарпинский прогиб, составляет 1,5-2,0 км.

Трещиноватость и разуплотнение изучались [170, 171] в керне Астраханского, Карачаганакского, Тенгизского месторождений, Ахтубинской, Ерусланской, Заволжской и Упрямовской площадей. В карбонатных, терригенных и кремнистых породах развиты раскрытые, сомкнутые, минерализованные трещины и связанные с ними зоны разуплотнения. В пределах Карачаганакского месторождения были обнаружены зоны повышенной трещиноватости шириной 0,5-0,8 км, к которой приурочены интервалы поглощения промывочной жидкости. Строение некоторых из них свидетельствует о крутом или вертикальном залегании зон тектонической трещиноватости. Не исключено наличие таких нарушений и на других месторождениях. Распределение скважин с притоками

нефти в узких линейных зонах на месторождении Восточный Акжар, где стандартные коллекторы в керне и по ГИС не обнаружены, приводит к мысли о том, что резервуары нефти здесь приурочены к тектонически нарушенным породам. Благодаря этому месторождение по существенным признакам является нетрадиционным. Подобные месторождения ещё мало изучены, поэтому могут получить неправильную промышленную оценку.

По заключению Т.А. Югая [170], локализованные в трещинных коллекторах нефтяные залежи могут приобретать морфологические черты зон трещиноватости и нарушений – по аналогии с метасоматозом и заполнением рудным веществом тектонических трещин, а также со скоплениями подземных вод (с миграционной способностью, близкой к нефти) в малопористых и непроницаемых в матрице породах (изверженных, метаморфических), приуроченных к разрывным нарушениям. Последние характеризуются, как правило, высоким пластовым давлением, гидродинамической замкнутостью и именуется *трещинно-жильными*. Позднее Т.А. Югаем и П.Д. Кухтиновым [171] была рассмотрена применимость этого понятия и для нефтескоплений данного района. Признание де-факто трещинно-жильных (штокверковых) нефтескоплений потребует определённых изменений в подходах к прогнозированию, поиску и изучению залежей.

Применительно к рассматриваемым глубокоководным отложениям представляют интерес, прежде всего, данные о процессах, связанных с дилатансионными изменениями горных пород, приводящими к формированию локальных структур и зон разуплотнения, благоприятных для размещения залежей углеводородов. Способ поиска перспективных в этом отношении участков, представляющих из себя кольцеобразные зоны с аномально высокими значениями силы тяжести, был предложен В.А. Огаджановым [172].

В обстоятельной работе К.А. Клещева, А.И. Петрова, В.С. Шеина [173] детально рассмотрены вопросы формирования трещиноватости горных пород и зон аномальной трещиноватости, которые могут являться самостоятельными типами природных резервуаров углеводородов. Ими показано, что преобладают два типа зон аномальной трещиноватости и связанного с ними разуплотнения пород – ди-

латансионно-очаговый и откольный. По их данным очаги дилатансии и откольных разрывных нарушений отражаются в ландшафте земной поверхности в виде концентрических или кольцевых форм, фиксируемых на аэро- и космических снимках. Авторами предложена методика комплексной интерпретации геолого-геофизических и аэрокосмических данных с целью прогнозирования аномально трещинных коллекторов и выявления новых типов природных резервуаров нефти и газа.

Современная методология изучения пространственной зональности трещинных коллекторов нефти и газа на основе системно-структурного подхода, диагностических принципов и критериев идентификации высокопроницаемых трещинных зон в ловушках различного морфолого-генетического типа, комплексной методики выявления и оконтуривания трещинных и трещинно-карстовых зон с использованием дистанционных (аэрокосмических), полевых и скважинных геолого-геофизических, гидродинамических, технологических и математических способов, методов и методик предложена А.В. Петуховым [174].

О значении кольцевых зон миграции углеводородов – «газовых трубах» – говорится в работе Н.А. Бондаренко [175]. По его данным такие формы миграции углеводородов были выявлены на севере Западной Сибири, где они как бы подпирают крупные и гигантские месторождения газа и конденсата типа Уренгойского, Ямбургского и др. К «газовым трубам» приурочены высокие показатели АВПД. Предполагается также, что кольцевые флюидодинамические каналы возникают на тройных сочленениях рифтов. В качестве примера называется гигантское месторождение Экофиск в Северном море. Тройное сочленение рифтов имеет место и в ПВ.

Говоря об авлакогенных осадочно-породных бассейнах, к которым может быть отнесена ПВ, А.Е. Лукин [109], отмечал возможность формирования вторичных коллекторов под влиянием тектоно-кессонных эффектов, явлений естественного гидроразрыва, агрессивности глубинных флюидов по отношению к породам различного состава (термокарст в карбонатах, выщелачивание минералов кремнезема и силикатов в песчаных, кремнистых и кристаллических породах),

тектонического трещинообразования, гидротермально-метасоматических разуплотняющих процессов и т.д. Он считал, что характерной особенностью таких бассейнов является существование сквозьформационных флюидопроводящих систем. С этим перекликаются данные С.Б. Короткова об обнаружении в подсолевом разрезе правобережной части Астраханского свода субвертикальных газопроницаемых каналов между блоками [176], И.В. Орешкина [177] – о наличии «воронки внедрения» на востоке ПВ, связанной с разрывными нарушениями и обеспечившей дополнительный приток углеводородов из нижележащих слоев палеозоя, а также концепция геосолитонной природы субвертикальных зон деструкции, описанная Р.М. Бембель и др. [178].

Идея существования транзитных субвертикальных каналов, обеспечивающих миграцию УВ и формирование залежей в глубоководных горизонтах, была существенно дополнена А.К. Токман и др. [179] важными положениями о необходимости наличия надежной крышки над предполагаемой залежью. Авторы исходят из предположений о том, что а) в глубоководных горизонтах может быть обнаружен, в основном, газ, находящийся под большим давлением (коэффициент аномальности 1,8-2,0); б) глинистые известняки и глины мелководного генезиса теряют газоупорные свойства на глубинах около 3 км, а глубоководные (батиальные) глины – 5 км; в) преобладающими на этих глубинах являются коллекторы трещинно-кавернозного и трещинного типа, эффективная емкость которых на один-два порядка ниже по сравнению с первично-поровыми коллекторами; промышленные скопления могут быть обнаружены только в мощных пластах (многие десятки или сотни метров); г) только сульфатно-галогенные толщи являются безусловно надежными крышками для газовых залежей на любой глубине; д) все нижележащие пласты должны быть исключены из проекта глубокого бурения вследствие их вероятной обводненности.

Представленный обзор и анализ данных об особенностях строения разрезов внутренних районов впадины рассматривается как начальный этап изучения этого специфического объекта нефтегазовой геологии. Очевидно, что для его дальнейшего изучения потребуются нетрадиционные подходы. Прежде всего, необходи-

мо усилить НИР для разработки методов прогнозирования, поисков, разведки и эксплуатации подобных месторождений с учётом физико-литологических свойств пород нефтегазоносных комплексов.

В заключение можно заметить, что все изложенное выше направлено на привлечение внимания к главной мысли - о возможности и необходимости вовлечения неосвоенных потенциальных объектов и ресурсов, которые могут быть связаны с подводными конусами выноса и глубоководными отложениями внутренних районов ПВ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе приведены результаты исследований, полученных при анализе материалов собственных наблюдений и фактических данных по геологии ПВ и смежных территорий, имеющихся в многочисленных опубликованных и рукописных источниках. Автором впервые приведена краткая история развития представлений на строение такого крупного тектонического элемента как ПВ.

На основе имеющегося фактического материала были составлены обновленная схема районирования и схема сопоставления подсолевых нижнепермских отложений, охватывающие российскую и казахстанскую части территории ПВ. В схему сопоставления введен один новый элемент – айдаралыашская серия в объеме ассельского и сакмарского ярусов. Эти документы отражают современное состояние изученности нижнепермских отложений субрегиона и могут быть использованы при подготовке субрегиональной унифицированной схемы стратиграфии нижней перми ПВ.

Обоснована несостоятельность представлений о региональном “предпермском” несогласии, образование которого связывалось с тектонической инверсией и размывом каменноугольных (башкирских, местами серпуховских) отложений в конце каменноугольного и начале раннепермского времени. Подтвержден согласный контакт смежных систем в разрезах внешней прибортовой и бортовой зон ПВ. Допускается появления несогласий (диаستم) в разрезах внутренней прибортовой зоны, имеющих седиментационную природу. Реальное региональное несогласие с размывом башкирских, местами серпуховских отложений произошло существенно ранее – при падении уровня моря в конце башкирского и, возможно, начале московского времени. Это вызвало смещение фациальных обстановок в сторону бассейна, размыв на разную глубину башкирских, местами серпуховских отложений, перенос терригенного материала по каньонам с образованием подводных конусов выноса за пределами шельфа. Новая трансгрессия, начавшаяся уже в верейское время и достигшая максимума в ассельский век, привела к смещению фациальных обстановок в противоположном направлении, затоплению части шельфовой области с образованием глубоководных условий седиментации, с

дефицитом осадков и резким сокращением мощностей средне-верхнекаменноугольных и нижнеассельских отложений, появлением разрезов конденсированного типа и/или выпадением отдельных интервалов разреза вследствие неотложения. При скорости осадконакопления, измеряемых в единицах Бубнова (1 мм за 1000 лет), многие стратиграфические подразделения в силу малой мощности (первые метры) и ограниченности кернового материала выпадают из поля зрения исследователя, и нередко их место привычно заполняется перерывом. Фактические данные по конодонтам во многих случаях опровергают выпадение из разреза внутренней прибортовой зоны какой-то части ассельского яруса.

Показано, что нижняя пермь ПВ представлена пятью основными комплексами пород, сформированных в различных палеогеографических и геодинамических обстановках:

- карбонатной платформой клиновидного типа, сформированной на пассивной (перикратонной) юго-восточной окраине ВЕП и представленной шельфовыми слоистой карбонатной, лагунной карбонатно-сульфатной и рифогенной формациями;

- карбонатной платформой линейного типа, образовавшейся на краю миогеосинклинали в обстановке мелководья и влияния горной суши Урала и Мугоджар, формирующейся на смежной территории вследствие коллизионных процессов, и являющейся крайним членом латерального ряда орогенных формаций, начинающейся с сероцветной нижней молассы;

- орогенным молассово-флишоидным комплексом, сформированным на восточной и юго-восточной окраинах ПВ в обстановке мелководного терригенного шельфа или первого уровня седиментации (река-море) под влиянием герцинид;

- осадочно-олистоостровым комплексом глубоководных конусов выноса, сформированным на втором уровне седиментации – внешнем крае шельфа и склоне вследствие гравитационного оползания осадочных масс;

- гемипелагическими глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями в центральной части бассейна седиментации, пока еще недостаточно изученными.

Подтвержден вывод о перспективности глубоководных отложений, особенно осадочно-олистостромовых образований в отношении нефтегазоносности, что вытекает как из аналогии с другими районами развития глубоководных образований, так и из наличия коллекторов типа «акжаритов» и трещинного типа, получения значительных притоков при испытании скважин, приуроченности скоплений углеводородов к зонам аномальной трещиноватости, где их ловушки имеют трещинно-жильную форму.

Перечень символов и условных обозначений

ПВ – Прикаспийская впадина;

ВЕП – Восточно-Европейская платформа;

РП – Русская плита;

КП – карбонатная платформа

МСК – Межведомственный стратиграфический комитет

Ф - формация

УВ - углеводороды

Кп – коэффициент пористости

Кпр – коэффициент проницаемости

ГК - гаммакаротаж

АК – акустический каротаж

In situ – на месте

Скв. - скважина

Инт. – интервал

Список литературы

1. Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. М.-Л.: Госгеолиздат, 1947. Т. 1. 415 с.
2. Грачевский М.М. О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия // Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геол. 1961, № 11. С. 16-18.
3. Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторые вопросы формирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика, 1961. № 1. С. 3-14.
4. Мирчинк М.Ф. Тектоника Предкавказья / М.Ф. Мирчинк, Н.А. Крылов, А.И. Летавин, Я.П. Маловицкий // Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники (1-6 февр. 1963 г). М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 90-91.
5. Успенская Н.Ю. Тектоническая структура эпигерцинской платформы Предкавказья в связи сее нефтегазоносностью / Н.Ю. Успенская, Ю.А. Судариков // Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники (1-6 февр. 1963 г). М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 91-92.
6. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника краевых впадин Русской платформы. - Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники (1-6 февр. 1963 г). М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 114-115.
7. Авров П.Я. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям / П.Я. Авров, З.Е. Булекбаев, Р.Г. Гарецкий и др. // Геотектоника, 1965, № 1. С. 118-125.
8. Арабаджи М.С. О продолжении Предуральского краевого прогиба в пределах Прикаспийской впадины / М.С. Арабаджи, Ю.М. Васильев, В.С. Мильничук, М.М. Чарыгин // Сов. геол., 1965, № 7. С. 63-76.
9. Неволин Н.В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М.: Недра, 1965. 134 с.
10. Авров В.П. Тектоника и перспективы нефтегазоносности восточной окраины Прикаспийской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.- минерал. наук. / Валентин Петрович Авров. М.: ИГиРГИ, 1967. 27 с.

11. Сейфуль-Мулюков Р.Б. Новые данные о тектонике северной бортовой зоны Прикаспийской впадины / Р.Б. Сейфуль-Мулюков, А.Б. Чепелюгин // Нефтегаз. геол. и геофиз., 1967, № 1. С. 13-20.

12. Кан В.П. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности подсолевых отложений восточной части Прикаспийской впадины / В.П. Кан, Б.С. Тасыбаев // Нефтегаз. геол. и геофиз. М., ВНИИОЭНГ, 1968, № 6. С. 17-21.

13. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. 123 / Всеволод Сергеевич Журавлев. М. ГИН АН СССР, 1969. – 33 с.

14. Фоменко К.Е. Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным // Геология нефти и газа. 1972, 10. С. 39-46.

15. Волож Ю.А. Строение земной коры Прикаспийской впадины / Ю.А. Волож, Сапожников Р.Б., Циммер В.А. // Советская геология. 1975, № 11. С. 93-103.

16. Хатьянов Ф.И. Прикаспийско-Предуральская впадина – глубоководный перикратонный морской бассейн геологического прошлого // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 3. С. 706-709.

17. Мовшович Е.В. Об инверсионном характере тектонического развития Северного Прикаспия в позднем палеозое // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 1. С. 162-164.

18. Лацкова В.Е. Критика концепции некомпенсированного развития Прикаспийской впадины в верхнем палеозое // Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы. М., 1978 (Тр. ВНИГНИ, вып. 194). – С. 100-106.

19. Кирюхин Л.Г. Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн. Статья 1. Строение / Л.Г. Кирюхин, Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1980, т. 55, вып. 6. С. 40-53.

20. Кунин Н.Я. Восточно-Прикаспийское поднятие и перспективы его нефтегазоносности / Н.Я. Кунин, Б.А. Огай, Л.И. Иогансон // Сов. геол., 1980, № 1. С. 28-34.

21. Бродский А.Я. Строение и нефтегазоносность зоны сочленения Прикаспийской впадины и кряжа Карпинского / А.Я. Бродский, И.Н. Капустин, Л.Г. Кирюхин, Г.И.Розанова // Нефтегазовая геология и геофизика. М., 1981. Вып. 6. С. 5-8.
22. Капустин И.Н. Глубинное строение Нижнего Поволжья // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1982, т. 57, вып. 5. С. 21-32
23. Офман И.П. Формирование подсолевого комплекса северо-западной части бортовой зоны Прикаспийской синеклизы и новые объекты нефтегазопромысловых работ: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 04.00.17/Иван Петрович Офман. М.: ВНИГНИ, 1984. 23 с.
24. Пилифосов В.М. Сейсмостратиграфические модели подсолевых отложений Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1986. 184с.
25. Волож Ю.А. Объекты сейсмостратиграфических исследований в Западном Казахстане // Изв. АН КазССР, сер. геол. 1985, № 4. С. 55-59.
26. Неволин Н.В. Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской впадины в свете геофизических данных // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 114-116.
27. Лисовский Н.Н. Особенности геологического строения и нефтегазоносности подсолевых отложений как основа планирования геологоразведочных работ на нефть и газ в Прикаспийской впадине / Н.Н. Лисовский, Н.А. Крылов, В.П. Авров, Л.Г. Кирюхин, И.И. Кожевников, Ю.С. Кононов // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 12-18.
28. Авров В.П. Модель строения и развития нефтегазоносного бассейна Прикаспийской впадины / В.П. Авров, Н.А. Крылов, Н.Н. Лисовский, А.А. Новиков // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М.:Наука, 1989. С. 84-92.
29. Жолтаев Г.Ж. Строение докунгурских отложений Прикаспийской синеклизы. // Сов. геол., 1989, № 5. С. 74-83.
30. Алешин В.М. Новый взгляд на развитие Прикаспийского региона и сравнительную оценку перспектив нефтегазоносности его частей // Деп. в ВИНТИ № 1628 В90. Волгоград, 1990. 20 с.

31. Писаренко Ю.А. В.Н. Критический анализ депрессионной и инверсионной моделей Прикаспийской впадины / Ю.А. Писаренко, В.Н. Кривонос // Недра Поволжья и Прикаспия. 1995. Вып. 9. С. 3-10.
32. Волчегурский Л.Ф. Эволюция Прикаспийской впадины в среднем – позднем палеозое / Л.Ф. Волчегурский, Т.В. Владимирова, И.Н. Капустин, Л.М. Натапов // Сов. геол., 1995 № 5. С. 44-49.
33. Рихтер Я.А. Прикаспийская впадина – реликт палеозойского океана? // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВ НИИГГ, 1997. Вып. 12. С. 3-9.
34. Рихтер Я.А. Очерки региональной геодинамики Прикаспийской впадины и ее обрамления // Саратов: Научная книга, 2003. (Тр. НИИГ СГУ. Нов. сер., т. XIV). 86 с.
35. Неволин Н.В. Тектоника и нефтегазоносность западного борта Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа, 1998, № 9. С. 18-21.
36. Мурзагалиев Д.М. Типы континентального рифтогенеза на разновозрастных платформах (на примере области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южно-Туранской плиты // Докл. АН, 2000, т. 371, № 2. С. 215-219.
37. Шеин В.С. Прогноз новых зон нефтегазонакопления в Прикаспийской впадине на основе структурно-геодинамических критериев / В.С. Шеин, Д.А. Астафьев, И.Н. Комиссарова, Н.Г. Чернецкая // Геологические, геофизические и геохимические исследования юго-востока Русской платформы (Матер. науч. межвед. конф., 2-4 апреля 2001 г.; г. Саратов). Саратов: Изд-во ЕАГО, 2001. С. 79.
38. Никишин А.М. Позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская эволюция южной части Восточной Европы и взаимодействие систем Тетис и Пери-Тетис / А.М. Никишин, С.Н. Болотов, А.В. Ершов и др. // Материалы Всероссийской научной конференции "Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков". Том 1. "Тектоника, стратиграфия, литология". М.: ООО "СВЯЗЬ-ПРИНТ", 2002. С. 76-78.
39. Волож Ю.А. Эклогитовая модель геодинамического развития Земли / Ю.А. Волож, М.П. Антипов, И.А. Гарагаш, Л.И. Лобковский // Приоритетные направления геологоразведочных работ на территории Приволжского и Южного

округов в 2004-2010 гг. (Тез. докл. научно-практич. конф.; Саратов, 29 сент. – 3 окт. 2003 г.). Саратов: ЕАГО, 2003. С. 23-24.

40. Гаврилов В.П. Геодинамическая модель геологии и нефтегазоносности Прикаспийской впадины // Материалы конференции "Геология, ресурсы, перспективы освоения нефтегазовых недр Прикаспийской впадины и Каспийского региона". М., 2007. С. 11-12.

41. Бондаренко Н.А. Пограничные структуры платформ Черноморско-Каспийского региона: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал.наук. 25.00.01/ Николай Антонович Бондаренко. Саратов, 2009. – 37 с., ил.

42. Рихтер Я.А. О природе сочленение Прикаспийской впадины и Мугоджар // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 53. Саратов: НВ НИИГГ, 2008. С. 11-19.

43. Рихтер Я.А. Геодинамическая модель формирования Прикаспийской впадины: переход окраинных рифтогенных впадин в глубокие осадочные бассейны // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 64. Саратов: НВ НИИГГ, 2010. С. 3-18.

44. Антипов М.П. Проблемы происхождения и развития Прикаспийской впадины / М.П.Антипов, В.А. Быкадоров, Ю.А. Волож, Ю.Г. Леонов // Геология нефти и газа, 2009, № 3. С. 11-19.

45. Кононов Ю.С. Еще раз о гипотезах образования Прикаспийской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 63. Саратов: НВ НИИГГ, 2010. С. 54-64.

46. Леонов Ю.Г. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования / Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож, М.П. Антипов, В.А. Быкадоров, Т.Н. Хераскова. М.: ГЕОС, 2010. 64 с., илл.

47. Куандыков Б.М. Нефтегазоносность палеозойской шельфовой окраины севера Прикаспийской впадины (на примере Федоровского блока) / Б.М. Куандыков, Н.Г. Матлошинский, К. Сентгиорги и др. Алматы, 2011. 280 с., ил.

48. Малышев А.В. Перспективы поисков нефтяных и газовых месторождений в Саратовском Заволжье и северо-западной части Прикаспийской впадины / А.В. Малышев, В.П. Шебалдин, А.К. Замаренов и др. // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 79-86.

49. Коробков В.Ф. Путеводитель геологических экскурсий по Мугоджарам, Восточному Прикаспию и Актюбинскому Приуралью / В.Ф. Коробков, Б.К. Баймагамбетов, П.К. Сапожников, К.Т. Улукпанов. Актобе, 2012. 358 с.

50. Кухтинов П.Д. О стратиграфических соотношениях в разрезах подсолевого палеозоя восточной части Прикаспийской впадины // Результаты общегеологических и палеонтолого-стратиграфических исследований НИИГеологии и Геологического факультета СГУ. Тр. НИИ геологии СГУ. Нов. сер. Том VI. Саратов: Изд-во “Научная книга”, 2000. С. 84-88.

51. Ахметшина Л.З. Атлас палеонтологических остатков пермских отложений северного и восточного прибортовых сегментов Прикаспийской впадины (Казахстанская часть) / Л.З. Ахметшина, Д.А. Кухтинов, Л.В. Кухтинова и др. Актобе, 2013. – 242 с., 61 палеонт. табл., 39 ил.

52. Давыдов В.И. Разрез “Айдаралаша” // Международный конгресс “Пермская система Земного шара”. Путеводитель геологических экскурсий (23 июля – 4 августа 1991 г.). Часть II. Вып. 2. Разрезы пермской системы бассейна р. Урал / В.И. Давыдов, А.Б. Попов, М.Ф. Богословская и др. Свердловск, 1991. С. 54-84.

53. Гарецкий Р.Г. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения южного периклинального прогиба Урала в районе Кокпектинской антиклинали / Р.Г. Гарецкий, И.Б. Кононова, С.Ф. Щербович // Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. XXXVIII (1). 1963. С. 74-93.

54. Замаренов А.К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1970. 166 с.

55. Решение межведомственного регионального совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами (Ленинград. 1988 г.). Пермская система. Л., 1990. 49 с., ил.

56. Мильничук В.С. Геология и нефтегазоносность юго-востока Прикаспийской синеклизы (Западный Казахстан) / В.С. Мильничук, М.И. Тарханов, Н.Б. Гибшман и др.. Алма-Ата: Наука, 1988, 184 с.

57. Кухтинова Л.В. О границе карбона и перми на востоке Прикаспийской впадины // Л.В. Кухтинова, П.Д. Кухтинов // Актуальные проблемы палинологии

на рубеже третьего тысячелетия (Тез. докл. IX Всеросс. палинолог. конф.; Москва, ИГиРГИ, 13-17 сентября 1999 г.). М., 1999. С. 154-156.

58. Кухтинова Л.В. Нижнепермские палинокомплексы терригенных отложений востока Прикаспийской впадины / Л.В. Кухтинова, Д.А. Кухтинов // Советская геология. 1990, № 8. С. 51-56.

59. Изотова М.Н. Фузулинидовые зоны нижней перми северного и восточного бортов Прикаспийской впадины // Советская геология, № 9. 1985. С. 76-84.

60. Изотова М.Н. Зональная стратиграфия карбонатного палеозоя Прикаспийской впадины по фораминиферам / М.Н. Изотова, А.И. Николаев, Ю.В. Филькин // Микрофауна СССР. Вопросы систематики и биостратиграфии. Л., 1990. С. 29-53.

61. Синельников А.В. О роли детальных литолого-петрографических исследований при разработке стратиграфической основы (на примере площади Тортай) // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. М., 1987. С. 114-121.

62. Кривонос В.Н. Проблемы корреляции и литологии разнофациальных толщ подсолевого палеозоя юго-востока Прикаспийской впадины // Стратиграфия и литология подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Саратов, 1991. С. 92-110.

63. Белова Г.И. О возрасте "битуминозной толщи" Астраханского свода // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. Вып. 3. Элиста, 1975. С. 53-56.

64. Подгайная Н.Н. Палинокомплексы верхнекарбоновых, пермских и нижнетриасовых нефтегазоносных отложений Астраханско-Калмыцкого Прикаспия и их значение для поисково-разведочных работ: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 04.00.09 / Нелли Николаевна Подгайная. Саратов, 1988. 20 с.

65. Писаренко Ю.А. Местные стратиграфические подразделения нижней перми Прикаспийского региона / Ю.А. Писаренко, В.И. Левина, Д.А. Кухтинов,

И.А. Серебрякова // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 21. Саратов: НВ НИИГГ, 2000. С. 3-18.

66. Писаренко Ю.А. Стратиграфические и литолого-фациальные соотношения каменноугольных и пермских отложений северо-западной и северной бортовых зон Прикаспийской впадины / Ю.А. Писаренко, Н.П. Прохорова, И.А. Серебрякова // Стратиграфия и литология подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Саратов: НВНИИГГ, 1991. С. 32-42.

67. Кухтинов П.Д.. О региональном предпермском несогласии в разрезах прибортовых зон Прикаспийской впадины / П.Д. Кухтинов, Д.А. Кухтинов // Известия Саратов. ун-та. Нов. серия. 2012. Т. 12. Сер. Науки о Земле, вып. 2. С. 68-74.

68. Шалыгина Л.М. Особенности стратиграфии подсолевых отложений палеозоя юга Оренбургской области (по материалам бурения Бердянской, Каменной и Черниговской площадей) // Геология и нефтегазоносность подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы (Тр. МИНХ и ГП, вып. 170). М., 1983. С. 13-19.

69. Гибшман Н.Б. Нижнепермские отложения северной бортовой зоны Прикаспийской впадины / Н.Б. Гибшман, Л.Н. Лебедина, Г.С. Малкина, А.В. Ярошенко // Нижнепермские отложения (Тез.докл. совещ. по нижнеперм. отл.; 25-30 августа 1974 г, г. Пермь). Пермь, 1974. С. 17-18.

70. Замилацкая Т.К. Стратиграфия и корреляция нижнепермских докунгурских отложений северного борта Прикаспийской впадины / Т.К. Замилацкая, В.А. Горошкова // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. М., 1987. С. 122-132.

71. Волож Ю.А. Основные аспекты строения докунгурского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамлений с позиции сейсмостратиграфического анализа / Ю.А. Волож, Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 6. С. 1440-1445.

72. Яншин А.Л. Геологическая модель формирования Прикаспийской впадины (проблемы и суждения) / А.Л. Яншин, А.Е. Шлезингер // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 5-11.

73. Грачевский М.М. Фации нижнепермского нефтегазоносного барьерного рифа в Саратовском Заволжье / М.М. Грачевский, Т.А. Сипко // Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 3. С. 419-421.

74. Горошкова В.А. О крупном стратиграфическом несогласии во внутренней прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы / В.А. Горошкова, Н.С. Овнатанова, Т.К. Замилацкая // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 3. С. 676-679.

75. Реймерс А.Н. Конодонты нижней перми Урала, Прикаспия и Памира. М.: ГЕОС, 1999. (Тр. ПИНРАН, т. 271). 212 с..

76. Алешин В.М. О природе бортового уступа Прикаспийской впадины / В.М. Алешин, В.А. Ермаков // Геология нефти и газа. 1975, № 6. С. 16-18.

77. Абрамов В.А. Прогноз нефтегазоносности нижнепермских отложений на северо-западном борту Прикаспийской синеклизы // Геология нефти и газа. 1977, № 3. С. 53-56.

78. Михалькова В.Н. Выбор направлений поиска месторождений нефти и газа в западной части Прикаспийской впадины / В.Н. Михалькова, О.Г. Бражников, А.М. Берестецкая // Геология нефти и газа, 1990, № 5. С. 10-13.

79. Шилин А.В. Дискуссионные вопросы развития Прикаспийской впадины в верхнем палеозое в связи с нефтегазоносностью // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография (материалы Всероссийской конференции; Казань, КГУ, 25-27 сентября 2007 г.). Казань, 2007. С. 372-373.

80. Шафиро Я.Ш. Палеотектоника подсолевых отложений периферии Прикаспийской впадины / Я.Ш. Шафиро, Г.П. Золотухина, О.Б. Кетат // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1978. Т. 53 (6). С. 51-66.

81. Брыжин А.А. Особенности тектогенеза и перспективы нефтегазоносности западного нижнепермского борта Прикаспийской впадины / А.А. Брыжин,

А.В. Фирсов // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 54. Саратов: НВ НИИГГ, 2008. С. 3-9.

82. Никитин Ю.И. Прогнозная модель формирования регионального несогласия на рубеже карбона и перми северо-западной части Прикаспийской впадины // Стратиграфия и литология подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Саратов, 1991. С. 15-25.

83. Тихвинский И.Н. Нижняя пермь Среднего Поволжья(стратиграфия и палеогеография) : - Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал.наук. / Индрик Николаевич Тихвинский. Ленинград, 1971. – 42 с.

84. Алексеев А.С. Раннепермское оледенение и колебания уровня моря: отсутствие реальных следов в разрезах Русской платформы и Урала / А.С. Алексеев, А.Н. Реймерс, Ю.А. Ермакова // Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы: Сб. материалов Междунар. науч. конф., посвященной 170-летию со дня открытия пермской системы (5-9 сент. 2011 г., Пермь) / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2011. С. 19-21.

85. Лапкин И.Ю. Геологические события на рубеже карбона и перми / И.Ю. Лапкин, Ю.И. Кац // Изв. АН СССР, сер.геол., № 8. 1990. С.45-58.

86. Ross Ch.A. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition / Ch.A. Ross & J.R.P. Ross // Sea – levell changes: an integrated approach. Special Publication No. 42. - В.Н. Lidz, Editor of Special Publications. Tulsa, Oklahoma, USA. 1988. P. 227

87. Марченко О.Н. Стратиграфические перерывы и лавинное осадконакопление в подсолевых разрезах северной бортовой зоны Прикаспийской впадины / О.Н. Марченко, В.Б. Щеглов, Т.А. Югай // Стратиграфия и литология подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Саратов, 1991. С. 25-31.

88. Чувашов Б.И. Нижний отдел пермской системы: состояние изученности и задачи будущего / Б.И. Чувашов, В.В. Черных // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия (Матер. III Всеросс. совещания, 24-28 сентября 2012 г., ВСЕГЕИ, С.-Петербург). СПб: ВСЕГЕИ, 2012. С. 266-268.

89. Горожанина Е.Н. Нижнепермские рифы в структуре юга Предуральяского прогиба и Северного Прикаспия (по сейсмическим и скважинным данным) / Е.Н. Горожанина, С.М. Побережский, В.М. Горожанин, А.Г. Ефимов // Рифы и карбонатные псефитолиты (Материалы Всеросс. литолог. совещ.; Сыктывкар, 5-7 июля 2010 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 56-58.

90. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Недра, 1988, 309 с.

91. Кухтинов П.Д. Некоторые замечания относительно стратиграфического объема ассельского яруса в прибортовых зонах Прикаспийской впадины / П.Д. Кухтинов, И.А. Серебрякова // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 75. Саратов: НВНИИГГ, 2013. С. 34-38.

92. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. Пер. с англ. М.: Недра, 1989. 294 с.

93. Рединг Х.Г. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х т. Т. 2 / Х.Г. Рединг, Дж. Д. Коллинсон, Ф.А. Аллен, Т. Элиот, Б.Ш. Шрейбер, Г.Д. Джонсон и др.: Пер. с англ./ Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 384 с., ил.

94. Гибшман Н.Б. Особенности стратиграфии докунгурских отложений нижней перми северной бортовой зоны Прикаспийской синеклизы (Уральская область) // Подсолевой палеозой северо-востока Прикаспийской синеклизы (Геология и нефтегазоносность). Тр. МИНХ и ГП, вып. 157. М., 1981. – С. 14-20.

95. Овнатанова Н.С. Зональная шкала карбона – нижней перми Прикаспийской впадины (по конодонтам) / Н.С. Овнатанова, Л.З. Ахметшина // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1987. С. 103-114.

96. Левен Э.Я. Международный симпозиум по стратиграфии, событиям и минеральным ресурсам перми (г. Гуйан, Китай, 1994) и важнейшие проблемы стратиграфии пермской системы / Э.Я. Левен, Т.А. Грунт, В.И. Давыдов и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 6. С. 100-107.

97. JinYugan Revised operational scheme³ of Permian chronostratigraphy / Yugan Jin, Jinzhang Sheng, B.F. Glenister et al. // Permophiles. 1994, № 25. P. 12-15.

98. Пронин А.П. Конодонты нижней перми Тенгизского месторождения и близлежащих площадей (Казахстан) / А.П. Пронин, А.Н. Реймерс, С.А. Калмуратова // Палеострат – 2004 (Тез. докл. секции палеонтологии МОИП). М., 2004. С. 37.

99. Пронин А.П. Ассельские отложения юго-востока Прикаспийской впадины / А.П. Пронин, О.С. Турков, С.А. Калмуратова, Н.В. Милькина // Геология Казахстана. 1996, 2(344). С. 75-82.

100. Соколов Б.А. Взвешивающий эффект – важный фактор осадконакопления в глубоководных условиях / Б.А. Соколов, А.И. Конюхов // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 1986, № 5. С. 67-75.

101. Стратиграфия и региональная корреляция подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Под ред. д.г.-м.н. А.К. Замаренова. – М.: Недра, 1989. – 168 с., ил.

102. Геолого-геофизические модели и нефтегазоносность палеозойских рифов Прикаспийской впадины / Кононов Ю.С., Никитин Ю.А., Яцкевич С.В. и др.. М.: Недра, 1986. 149 с.

103. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

104. Чувашов Б.И. Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса и его обрамления (позднедевонские и раннекаменноугольные карбонатные платформы) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих районов: закономерности строения и минерагения. – Екатеринбург: Ин-т геол. и геох. УНЦ АН, 2000. С. 68-87.

105. Кухтинов П.Д. Раннепермские карбонатные платформы Прикаспийской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 71. Саратов: НВНИИГГ, 2012. С. 15-20.

106. Сипко Т.А. Стратиграфия и литофациальная характеристика продуктивной толщи Карачаганакского газоконденсатного месторождения / Т.А. Сипко, В.Б. Щеглов // Геологическое обоснование поисков скоплений нефти и газа в Прикаспийском нефтегазоносном регионе. Саратов: НВ НИИГГ, 1983. С. 177-187.

107. Исакова Т.Н. Палеонтологическая и литофациальная характеристика пограничных артинско-кунгурских отложений юго-восточного края Соль-Илецкого свода по данным глубокого бурения / Т.Н. Исакова, Е.Н. Горожанина, Т.В. Филимонова, С.М. Побережский, Н.Н. Кочетова // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии (Матер. V Междунар. конф., посвященной 150-летию со дня рождения В.П. Амалицкого; Москва, 22-23 ноября 2010 г.). М.: ПИН РАН, 2010. С. 132-136.

108. Никитин Ю.И. Нефтегазопроисхождение значения связи фациальной и сейсмической зональности нижнепермского барьерного рифа Прикаспийской впадины / Ю.И. Никитин, А.В. Малышев, Т.А. Сипко // VII Межведомственная стратиграфическая конференция “Палеоэколого-литологические и биостратиграфические исследования в геологоразведочных работах на нефть и газ” (30 сентября – 5 октября 1990 г., ИГ Даг.ФАН СССР, г. Махачкала, 1990 г.). Махачкала – 1990. С. 81-82.

109. Лукин А.Е. Литогеодинические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Автореф. дис ... докт. геол.-минерал. наук / Александр Ефимович Лукин. Киев, ИГН АН УССР, 1989. 43 с.

110. Писаренко Ю.А. вопросу о корреляции подсолевого надверейского разреза Прикаспийской впадины и обрамляющего его шельфа / Ю.А. Писаренко, П.Д. Кухтинов, И.А. Серебрякова и др. // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГГ, 2001. С. 41-42.

111. Федоров Д.Л. Геология и нефтегазоносность карбонатного палеозоя Саратовского и Астраханского Поволжья. Ч. I. Литология и коллекторы карбонатных нефтегазоносных комплексов / Д.Л. Федоров, С.В. Яцкевич, Н.В. Грекова и др. Под ред. Д.Л. Федорова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1983. 164 с.

112. Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М.: Недра, 1965. – 348 с.

113. Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М.: Недра, 1965. – 348 с.

114. Ярошенко А.В. Литология, палеогеография и перспективы нефтегазоносности нижнепермских карбонатных отложений Южного Приуралья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Алина Васильевна Ярошенко. М.: МИНХиГП, 1968. – 36 с.
115. Маврин К.А. Палеотектонические условия нижнепермского солеродного бассейна Южного Приуралья // Нижнепермские отложения (Тезисы докл. совещания по нижнепермским отложениям; 25-30 августа 1974 г., г. Пермь). Пермь – 1974. С. 60-63.
116. Зоненшайн Л.П. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит / Л.П. Зоненшайн, В.Г. Кориневский, В.Г. Казьмин и др. // История развития Уральского палеоокеана. М., 1984, с. 6-56.
117. Федоров Д.Л. Формации и нефтегазоносность подсолевого палеозоя окраинных впадин Европейской платформы. М.: Недра, 1979. 171 с.
118. Кирюхин Л.Г. Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн. Статья 2. Развитие и нефтеносность / Кирюхин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1981, т. 56, вып. 2. С. 29-39.
119. Митчелл Ф.Х.Г. Осадконакопление и тектоника / Ф.Х.Г. Митчелл, Х.Г. Рединг // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 227-235.
120. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала // Труды ИГН АН СССР, Вып.37. М.: Наука, 1961, 350с.
121. Мизенс Г.А. Фации и формации перми Предуральяского прогиба // Пермская система Земного шара (Тез. докл. Международного конгресса, 5-10 августа 1991 г., г. Пермь). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 168.
122. Бакиров К.Х. Нефтеносность докунгурских отложений Кенкиякского месторождения / К.Х. Бакиров, М.А. Чимбулатов, А.В. Яковлев // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1977. №10. С. 32-33.
123. Бакиров К.Х. Литологический состав и стратиграфия терригенного комплекса подсолевых отложений Кенкиякского месторождения нефти / К.Х. Бакиров, Д.А. Кухтинов, М.А. Чимбулатов, А.В. Яковлев // Известия АН КазССР, сер. геол., 1978. № 6. С. 43-49.

124. Пилифосов В.М. Прибрежные баровые комплексы в нижнепермских подсолевых отложениях восточной части Прикаспийской впадины / В.М. Пилифосов, А.А. Абдулкабиров, А.В. Шималин // Геология нефти и газа. 1981. № 2. С. 32-35.

125. Рогова С.П. Нефтегазоносность нижнепермских отложений Прикаспийской впадины / С.П. Рогова, Р.К. Пугачева // Геология и перспективы нефтегазоносности бортовых зон Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, вып. 248, 1983. С. 111-121.

126. Кухтинов П.Д. Куантайский конус выноса в разрезе нижней перми на востоке Прикаспийской впадины // Геологические науки-98 (Тез. докл. научн. конфер. НИИ геологии и геолог. ф-та СГУ). Саратов: ГосУНЦ "Колледж", 1998. С. 12.

127. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.

128. Жолтаев Г.Ж. Литолого-фациальные особенности обстановок осадконакопления в позднем палеозое на юго-востоке Прикаспийской синеклизы / Г.Ж. Жолтаев, Х.Б. Абилхасимов, Д.К. Ажгалиев // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВ НИИГГ, 1992. Вып.3. С. 16-20.

129. Шерман Г.Х. "Акжариты" - новый тип коллекторов, образующих нефтегазовые резервуары Прикаспия? / Г.Х. Шерман, А.В. Слукин, В.В. Никишов // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып.5. Саратов: НВНИИГГ, 1993. С. 27-35.

130. Яцкевич С.В. Литолого-петрографическая характеристика пород продуктивной толщи Восточно-Акжарской площади и условия осадконакопления // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып.5. Саратов: НВНИИГГ, 1993. С. 35-40.

131. Павлинова Н.В. Литофациальные критерии прогноза зон коллекторов и флюидоупоров в терригенных нижнепермских и юрских отложениях востока Прикаспийской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 04.00.17 / Наталья Валентиновна Павлинова. М., ВНИГНИ, 1990. 23 с.

132. Гладенков Ю.Б. Стратиграфическая шкала, событийная стратиграфия, дробные стратиграфические подразделения // Изв. АН СССР. Сер.геолог. 1990. №1. С.3-17.

133. Красилов В.А. Экостратиграфия. Теория и методы / В.А. Красилов, В.А. Зубаков, В.И. Шульдинер, В.И. Ремизовский. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 148с.

134. Кухтинов П.Д. О специфических проблемах стратификации глубоко-водных отложений (на примере нижней перми Прикаспийской впадины) // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып.24. Саратов: НВ НИИГГ. 2000. С.35-37.

135. Антипов М.П. Проблемы происхождения и развития Прикаспийской впадины / М.П. Антипов, В.А. Быкадоров, Ю.А. Волож, Ю.Г. Леонов // Геология нефти и газа. 2009, № 3. С. 11-19.

136. Сапожников Р.Б. Нижнепермские подводные палеоврезы и аккумулятивные тела на юге Прикаспийской впадины по данным сейсморазведки МОГТ / Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер // Докл. АН СССР. 1989. Т.309, № 12. С. 416-420.

137. Писаренко Ю.А. Позднепалеозойская тектоно-седиментационная модель Прикаспийского региона и ее значение для определения приоритетных направлений геологоразведочных работ на нефть и газ. Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал.наук. 25.00.01 / Юрий Алексеевич Писаренко. Саратов: СГУ, 2004. 49 с.

138. Кирюхин Л.Г. Тектоно-седиментационная модель подсолевых отложений Прикаспийской впадины и перспективы их нефтегазоносности // Геология и перспективы нефтегазоносности бортовых зон Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, вып. 248, 1983. – С. 3-20.

139. Здобнова Е.Н. Миоспоры и водоросли *Tasmanites* нижнепермских подсолевых отложений Волгоградского Заволжья и их значение для стратиграфии и нефтегазовой геологии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 25.00.02 / Елена Николаевна Здобнова. Саратов, 2009. 16 с., илл.

140. Здобнова Е.Н. Палинокомплексы нижнепермских отложений Волгоградского Заволжья // Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы. Сб. матер. Междунар. науч. конф., посвящ. 170-летию со дня открытия пермской системы (5-9 сент. 2011 г., Перм. гос. ун-т, г. Пермь). Пермь, 2011. С. 93-98.

141. Фортунатова Н.К. Палеозойские клиноформенные глинисто-карбонатные комплексы Прикаспийской впадины / Н.К. Фортунатова, Б.А. Соловьев, А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий, А.Н. Кондратьев // Геология и разработка месторождений в Прикаспийском регионе и морских акваториях. Сборник статей. Волгоград, ООО “ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть”, 2010. С. 310-314.

142. Никитин Ю.И. Среднекаменноугольные глубоководные конусы выноса – перспективное направление геологоразведочных работ на нефть и газ в пределах северо-западной части Прикаспийской впадины / Ю.И. Никитин, С.В. Яцкевич // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 76. Саратов: НВНИИГГ, 2013. С. 3-7.

143. Соловьев Б.А. Количественная оценка нефтегазового потенциала подсолевых комплексов волгоградской части Прикаспийской НГП и перспективы выявления крупных месторождений УВ / Б.А. Соловьев, А.Н. Кондратьев // Геология и разработка месторождений в Прикаспийском регионе и морских акваториях. Сборник статей. Волгоград, ООО “ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть”, 2010. С. 298-309.

144. Фортунатова Н.К. Строение, закономерности распространения и типы поисковых объектов в клиноформных карбонатных отложениях верхнего девона и нижнего карбона запада Камско-Кинельской системы прогибов / Н.К. Фортунатова, А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий // Перспективы нефтегазоносности и состояние лицензирования пользования недрами Российской Федерации. М.: ВНИГНИ, 2008. С. 97-105.

145. Страхов Н.М. ”Принцип соответствия” Л.А. Зенкевича и его значение для теории осадконакопления. Литология и полезные ископаемые. 1978, № 4. С. 124-133.

146. Кухтинов П.Д. Орогенные и осадочно-олистостромовые тороидные комплексы Прикаспийской впадины // Материалы всероссийской научно-практической конференции: Геологические науки – 2014. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2014. С. 9-10.

147. Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.

148. Кухтинов Д.А. Особенности эволюции и зоогеографического распределения остракод на территории Русской платформы и ее обрамления на протяжении артинско-казанского интервала пермского периода // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 64. Саратов: НВНИИГГ, 2010. С. 41-54.

149. Кочеткова Н.М. Раннепермские остракоды Южного и Среднего Приуралья / Н.М. Кочеткова, Е.А. Гусева. М.: Наука, 1972. – 138 с., табл. I- XXIV.

150. Горбачёв В.Ф. Новые данные изучения дна мирового океана и их значение для проблемы газонефтеносности недр // Обзор. инф. ВНИИЭгазпрома. Серия: геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., 1979. Вып.1. С. 1-56.

151. Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.

152. Геодакян А.А. Нефтегазоносность континентальных склонов мирового склона / А.А. Геодакян, А. Забанбарк, А.И. Конюхов // ДАН СССР, 1985. Т.280, №2. С. 423-426.

153. Бурлин Ю.К. О нефтеносности кремнистых толщ // Сов. геол., 1982, №8. С. 134-142.

154. Замарёнов А.К. Глубоководные терригенные отложения палеозоя Прикаспийской впадины - новый объект поисково-разведочных работ на нефть и газ / А.К. Замарёнов, Е.В. Кучерук, С.Н. Морозов // Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Экспресс-информация. Вып. 4. М.: ВИЭМС, 1981. С. 9-14.

155. Кухтинов П.Д. Глубоководные конуса выноса - специфический объект нефтегазовой геологии Прикаспийской впадины // Геологические науки - 97.

Тез.докл. научн. конф. геолог. ф-та и НИИ геологии Саратов. ун-та. Изд-во Гос. уч.- научн. центра "Колледж". 1997. С. 35-36.

156. Кухтинов П.Д. Нижнепермские глубоководные отложения внутренних частей Прикаспийской впадины как возможные объекты нефтегазовой геологии // Материалы 4-ой Междун. конфер. "Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология - итоги XX века" (под редакцией член-корр. РАН Б.А.Соколова, Э.А.Абля). М.: Изд-во. Моск. ун-та, 2000. С. 390.

157. Кухтинов П.Д. Обзор данных о нижнепермских глубоководных отложениях Прикаспийской впадины как возможных объектах нефтегазовой геологии // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 78. Саратов: НВНИИГГ, 2014. С.30-39.

158. Щуркин Б.С. К оценке перспектив нефтегазоносности подсолевых отложений южной части восточного борта Прикаспийской впадины / Б.С. Щуркин, Л.П. Горячева // Советская геология, № 2, 1975. С. 127-130.

159. Дальян И.Б. Размещение залежей нефти и газа в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 122-124.

160. Дальян И.Б. Коллекторские особенности пород подсолевых нефтегазоносных комплексов Восточного Прикаспия // Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Недра, 1985, с. 69-77.

161. Саввин В.А. Новый тип продуктивных резервуаров в подсолевых отложениях Прикаспия (Акжар-Каратюбинская зона нефтегазонакопления) // Петрофизические исследования при поисках, разведке и разработке месторождений нефти и газа. М.: ВНИГНИ, 1998, с. 38-40.

162. Саввин В.А. Модели строения типичных продуктивных резервуаров подсолевых месторождений Прикаспия // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып.17. Саратов: НВНИИГГ, 1999. С. 3-11.

163. Варламов В.Г. Особенности геологического строения подсолевых отложений Каратюбинской группы структур и перспективы их нефтегазоносности. Нефтегазовая геология и геофизика. Экспресс-информация ВННОЭНГ, 1977, № 17. С. 4-10.

164. Нурсултанова С.Н. Прогноз нефтегазоносности подсолевого палеозойского комплекса пород востока Прикаспия: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 04.00.17 /София Нурбаевна Нурсултанова. М., ИГиРГИ, 1991. 22 с.

165. Баймагамбетов Б.К. Литологическое строение и коллекторские свойства гаммаактивной пачки месторождения Восточный Акжар / Б.К. Баймагамбетов, А.В. Яковлев, О.И. Валеева // Геология и минеральные ресурсы юго-востока Русской платформы. Саратов: НВНИИГГ, 1998. С. 26.

166. Абилхасимов Х.Б. Закономерности пространственного размещения природных резервуаров Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 2007, № 6. С. 11-17.

167. Морозов С.Н. Постседиментационные изменения и коллекторские свойства терригенных отложений подсолевого палеозоя западной бортовой зоны Прикаспийской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 04.0017 / Сергей Николаевич Морозов. Саратов, СГУ, 1981. 17 с.

168. Плотников А.А. Перспективы нефтегазоносности глубоких горизонтов палеозоя северной бортовой зоны Прикаспийской впадины / А.А. Плотников, П.И. Дворецкий, Н.Ф. Медведев //Тез. докл. регион. совещ. "Основные задачи и направления региональных геолого-геофизических работ в Поволжско-Прикаспийском регионе". Саратов: ГосУНЦ "Колледж", 1999. С. 15-17.

169. Былинкин Г.П. Нефтегазоматеринский потенциал рассеянного органического вещества подсолевых отложений юго-западной части Прикаспийской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал.наук. 04.00.02 / Геннадий Павлович Былинкин. Л., ВНИГРИ, 1982. 18 с.

170. Югай Т.А. О возможности образования трещинных коллекторов на больших глубинах // Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985, с. 77-81.

171. Югай Т.А. Трещиноватость коллекторов и резервуаров нефти и газа подсолевого палеозоя Прикаспийской впадины / Т.А. Югай, П.Д. Кухтинов // Петрофизические исследования при поисках, разведке и разработке месторождений нефти и газа. М.: ВНИГНИ, 1998. С. 44-45.

172. Огаджанов В.А. Геофизические исследования на основе явления дилатации горных пород: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. 04.0012 / Виктор Александрович Огаджанов. Саратов: СГУ, 1997. 35 с.

173. Клещев К.А. Геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа / К.А. Клещев, А.И. Петров, В.С. Шеин. М.: Недра, 1995. 285 с., ил.

174. Петухов А.В. Методология изучения пространственной зональности трещинных коллекторов в связи с повышением эффективности поисков, разведки и разработки залежей нефти и газа. - Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Тюмень, ТюмГНГУ, 2003. 51 с.

175. Бондаренко Н.А. Пограничные структуры платформ Черноморско-Каспийского региона: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. 25.00.01 / Николай Антонович Бондаренко. Саратов, СГУ, 2009. 37 с., прил.

176. Коротков Б.С. Новые прогнозно-поисковые модели для повышения эффективности геолого-геофизических работ на газ на больших глубинах. Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., ВНИИГАЗ, 2014.

177. Орешкин И.В. Перспективы поисков месторождений нефти и газа в подсолевом мегакомплексе Прикаспийского нефтегазоносного бассейна, основные проблемы и пути их решения // Геология и разработка месторождений в Прикаспийском регионе и морских акваториях. Сборник статей. Волгоград, ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть", 2010. С. 275-284.

178. Бембель Р.М. Геосолитонная природа субвертикальных зон деструкции / Р.М. Бембель, С.Р. Бембель, В.М. Мегеря // Геофизика, 2001. Специальный выпуск. С. 36-50.

179. Токман А.К. Результаты и направления геологоразведочных работ в Прикаспийской впадине / А.К. Токман, В.С. Коваленко, Б.С. Коротков, С.Б. Коротков // Геология нефти и газа. 2009, № 3. С. 27-35.

Список рисунков

1. Рисунок 1.1. Обзорная карта Прикаспийской нефтегазоносной провинции 9
2. Рисунок 1.2. Геолого-геофизический профиль через Прикаспийскую впадину18
3. Рисунок 2.1. Схема строения палеозойских отложений северо-западной части Прикаспийской впадины35
4. Рисунок 2.2. Разрез через фронтальную часть Сакмаро-Кокпектинской аллохтонной плиты36
5. Рисунок 2.3. Стратиграфические соотношения карбона и перми в разрезах по линии скважин Жанажол Г-3 – Кожасай П-3 – Кенкияк Г-11039
6. Рисунок 2.4. Стратиграфические соотношения карбона и перми в разрезах по линии скважин Г-3, Г-1 и Г-2 Восточно-Торткольской площади41
7. Рисунок 2.5. Схема структурно-фациального районирования подсолевых нижнепермских отложений Прикаспийской впадины44
8. Рисунок 2.6. Стратотипический разрез айдаралыашской серии нижней перми Прикаспийской впадины46
9. Рисунок 2.7. Стратиграфические соотношения каменноугольных и нижнепермских отложений в разрезах бортовой и внутренней прибортовой зон северо-восточного сегмента Прикаспийской впадины53
10. Рисунок 2.8. Кривая берегового трансгрессивного прилегания как индикатор эвстатических колебаний уровня моря59
11. Рисунок 3.1. Схема фациальной зональности нижнепермских подсолевых отложений северной бортовой зоны Прикаспийской впадины (а) и фациальный разрез-профиль через Западно-Тепловскую площадь (б)68
12. Рисунок 3.2. Нижнепермская карбонатная платформа клиновидного типа (геологический профиль по линии скважин 1 и 2 Воскресенской и 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 Краснокутской площадей)70
13. Рисунок 3.3. Нижнепермская карбонатная платформа островного типа – рифовый массив Карачаганак74

14. Рисунок 3.4. Соотношение карбонатных платформ клиновидного и островного типа в пределах северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины.....	75
15. Рисунок 3.5. Нижнепермская карбонатная платформа линейного типа и ее аналоги в латеральном формационном ряду	78
16. Рисунок 3.6. Соотношение карбонатных отложений карбона и нижней перми и их глубоководных аналогов	79
17. Рисунок 4.1. Геологический профиль через Кенкиякско-Жаназольскую зону нефтегазонакопления	86
18. Рисунок 4.2. Стратиграфические соотношения нижнепермских терригенных отложений и разновозрастных толщ карбонатного карбона	88
19. Рисунок 4.3. Схема распределения формаций на востоке Прикаспийской впадины	89
20. Рисунок 4.4. Геолого-геофизический профиль ГГО42 по линии Биикжал – Мынсуалмас	92
21. Рисунок 4.5. Модель раннепермского терригенного седиментогенеза.....	93
22. Рисунок 4.6. Схема расположения нижнепермских палеоврезов и аккумулятивных тел на юге Прикаспийской впадины	98
23. Рисунок 4.7. Литолого-стратиграфический разрез нижнепермских глубоководных отложений, вскрытых Ахтубинской скв. №1	101
24. Рисунок 4.8 – Алевро-песчанистая порода с примесью глинистого материала и включением обломков карбонатных и терригенных пород из инт. 6201-6208 м Ахтубинской скв. 31 (P _{1a})	103
25. Рисунок 4.9а – Алевро-глинистая порода с градационной слоистостью из инт. 5896-5903 м Ахтубинской скв. №1 (P _{1ar1})	103
26. Рисунок 4.9б – Алевролит мелко-среднезернистый, с косоволнистой, местами горизонтальной градационной слоистостью из инт. 5896-5903 м Ахтубинской скв. №1 (P _{1ar1})	103

27. Рисунок 4.10 – Известняк органогенно-обломочный из инт. 5851-5857 м Ахтубинской скв. №1 (P _{1ar2})	103
28. Рисунок 4.11а – Известняк, сложенный обломками биогенных карбонатов из инт. 5844-5851 м Ахтубинской скв. №1 (P _{1ar2}).....	104
29. Рисунок 4.11б – Известняк, сложенный обломками органогенно-детритовых известняков и остатками ископаемых организмов из инт. 5844-5851 м Ахтубинской скв. №1 (P _{1ar2})	104
30. Рисунок 4.11в – Известняк обломочный, брекчиевидной текстуры, сложенный обломками шламово-микритовых пород из инт. 5844-5851 м Ахтубинской скв. №1 (P _{1ar2})	104
31. Рисунок 4.12 – Известняк обломочный гравийно-брекчиевой текстуры из инт. 5759-5766 м Ахтубинской скв. №1 (P _{1ar2})	104
32. Рисунок 4.13. Генерализованная модель шельфа римового типа (северная прибортовая зона Прикаспийской впадины)	105
33. Рисунок 4.14. Схема распространения основных литолого-фациальных комплексов подсолевой нижней перми Прикаспийской впадины	108
34. Рисунок 5.1 – Геологические разрезы Западно-Тёпловского (а), Павловского (б) и Карпёнского (в) месторождений нефти и газа зоны нижнепермского барьерного рифа	112
35. Рисунок 5.2 – Геологическое тело типа прибрежного бара в подсолевых отложениях нижней перми восточной части Прикаспийской впадины, заключённое между кровлей (горизонт П ₁) и подошвой (горизонт П ₁ ¹) этих отложений	116
36. Рисунок 5.3 –Схема геологического строения нижнепермских залежей VII-VIII горизонтов Акжар-Каратюбинской зоны нефтегазонакопления	119
37. Рисунок 5.4 – Структурная карта по кровле VIII продуктивного горизонта Акжар-Каратюбинской зоны нефтегазонакопления	122

Список приложений

1. Приложение 1. Схема сопоставления разрезов подсолевых нижнепермских отложений Прикаспийской впадины.

