

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК БЕЛАРУСИ
Институт природопользования

Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик

СИНРИФТОВАЯ ГЕОДИНАМИКА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА



Минск
«Беларуская навука»
2013

УДК 551.24(476-13)

Айзберг, Р. Е. Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик ; Нац. акад. наук Беларуси, Ин-т природопользования. – Минск : Беларус. навука, 2013. – 146 с. : ил. – ISBN 978-985-08-1533-0.

В монографии приведены результаты многолетних исследований проблем синрифтовой геодинамики Припятского прогиба – тектонотипа палеорифтового бассейна Восточно-Европейской платформы. Изложены тектоническая и формационная основы палеогеодинамических реконструкций Припятской зоны рифтогенеза. Показаны результаты определения синрифтовых геодинамических условий, особенности пространственного распределения палеонапряжений. Охарактеризовано влияние внутривассейновых и внебассейновых геодинамических факторов на процесс рифтогенеза. Рассмотрены аспекты нефтегазоносности Припятского прогиба в свете геотермических и геодинамических реконструкций и палеотектонического анализа. Предложены обобщенная многофакторная модель рифтогенеза и представления авторов по дискуссионным проблемам синрифтовой геодинамики Припятского региона.

Адресуется геологам и геофизикам научных и производственных организаций, преподавателям и студентам высших учебных заведений.

Табл. 6. Ил. 60. Библиогр.: 271 назв.

*Печатается по решению Ученого совета
Института природопользования НАН Беларуси*

Р е ц е н з е н т ы:

академик НАН Беларуси Р. Г. Гарецкий,
член-корреспондент НАН Беларуси А. К. Карабанов

ISBN 978-985-08-1533-0

© Айзберг Р. Е., Старчик Т. А., 2013
© Оформление. РУП «Издательский дом
«Беларуская навука», 2013

ВВЕДЕНИЕ

Мировой опыт развития геологической науки и практики показывает, что значительные успехи в реализации научно-технического прогресса возможны главным образом в условиях принципиального обновления теоретической базы региональных геологических исследований, прогнозирования и поисков полезных ископаемых. В настоящее время оптимальный путь такого обновления состоит в использовании геодинамического анализа, в основе которого лежат мобилистские концепции геологической эволюции. Они развиваются преимущественно в аспекте тектоники литосферных плит. Использование новой методологии геологических исследований – геодинамического анализа – позволяет (с учетом глубинных процессов в литосфере и данных о структуре, составе и эволюции консолидированной земной коры и платформенного чехла) проводить реконструкции геодинамических обстановок, в том числе условий проявления континентального рифтогенеза. В данной работе такие условия рассматриваются на примере герцинского Припятского палеорифтового прогиба.

Современные концепции континентального рифтогенеза указывают на гетерогенную природу структур рифтового типа [99; 133; 134; 263]. Приоритет отдельных геодинамических факторов в формировании Припятского рифта рассмотрен в ряде работ, основанных на анализе структуры платформенного чехла и консолидированной земной коры [4; 7; 9; 58; 60; 61; 66; 114; 224]. Различия моделей позднепалеозойского рифтогенеза в юго-восточной части Беларуси, где расположен Припятский прогиб, определялось, кроме субъективных оценок исследователей, и качественным уровнем исходных данных.

Полнота представлений о механизме формирования Припятского прогиба базируется на большом объеме геолого-геофизических данных. К настоящему времени здесь пробурено около полутора тысяч скважин глубиной более 2500 м, проведены площадная сейсморазведка методом общей глубинной точки (МОГТ), высокоточные гравиметрическая и геомагнитная съемки. Анализ результатов выполненных работ дает полное представление о стратиграфии, формациях, современной структуре осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента.

В 1980-х гг. по двум региональным профилям III и VIII вкрест простирания Припятского прогиба было проведено глубинное сейсмическое зондирование методом общей глубинной точки (ГСЗ-МОГТ), давшее представление о строении верхней части литосферы. Полученные результаты послужили основой для построения сейсмогеологической модели земной коры и верхней мантии Припятского прогиба [58], согласно которой палеорифт сформировался в результате раскалывания земной коры по системе нормальных листрических сбросов под воздействием растягивающих усилий при подъеме астеносферного диапира.

Развивая обобщенную модель герцинской эволюции Припятского прогиба [7], авторы данной монографии обосновали альтернативную концепцию пассивного механизма формирования рифта [66]. Были показаны ведущая роль однонаправленного действия внешних горизонтальных растягивающих напряжений на генезис листрических разломов, сбросово-сдвиговых структур, особенности существования «островов» с прерванным процессом рифтогенеза типа Микашевичско-Житковичского и Брагинского выступов.

В 1996–1997 гг. на территории Беларуси в рамках международного проекта «Евробридж» осуществлялись работы по глубинному сейсмическому и магнито-теллурическому зондированию. Сейсмическое зондирование проводилось с использованием пакета преимущественно прелом-

ленных волн. Геотраверс Евробридж'96 простирался в юго-восточном направлении от г. Варена (Литва) через г. Несвиж до пос. Выступовичи, расположенного вблизи Южно-Припятского краевого разлома Припятского прогиба. Геотраверс Евробридж'97 имел меридиональное простирание по линии Бобруйск – Лельчицы и далее до границы с Украиной.

Профили Евробридж'96 и Евробридж'97 пересекаются в периферийной южной части Припятского прогиба, что позволяет сопоставить основные границы раздела земной коры вдоль геотрансектов, а в связи с их различным простиранием – уточнить строение важнейших маркирующих поверхностей.

Профиль Евробридж'97 отработан вблизи и параллельно профилям ГСЗ-МОГТ III и VIII. Созданы двухмерные модели распределения скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн в коре и верхней мантии и схематическая модель строения литосферы [267]. Полученные результаты по профилю Евробридж'97 значительно дополняют геолого-геофизические данные ГСЗ-МОГТ о структуре земной коры Припятского прогиба и позволяют более обоснованно, чем ранее, рассмотреть возможный механизм его формирования на основе концепции о связи рифтогенеза в Припятской зоне с несколькими природными источниками [4; 66; 209]. С учетом данных о структуре чехла, глубинного сейсмического зондирования отраженными и преломленными волнами, материалов физического моделирования и реконструкции синрифтовых напряжений авторами разработана системная многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики региона.

Результаты проведенных авторами исследований отражены в данной монографии, которая состоит из пяти основных разделов.

В *первом разделе* изложена тектоническая и формационная основа палеогеодинамических реконструкций Припятской зоны рифтогенеза в ряду палеорифтовых бассейнов запада Восточно-Европейской платформы. Рассмотрены индикационные показатели палеогеодинамических обстановок платформенных формаций, особенности строения пред- и синрифтовых структур.

Во *втором разделе* показаны результаты реконструкции синрифтовых геодинамических условий, предопределившие местоположение и начальное проявление процессов рифтогенеза; характер синрифтовых напряжений в Припятской зоне, что позволило установить механизм растяжения, оценить значение сдвиговой составляющей при формировании структуры растяжения. Определено влияние синрифтового срыва (детachment) и иных глубинных факторов на процессы рифтообразования.

Третий раздел содержит анализ особенностей формирования сопряженных с Припятским грабеном структур – плечевых поднятий; включает корреляцию герцинских геодинамических событий в бассейнах запада Сарматско-Туранского линейного элемента и оценку влияния окраинно-плитных процессов на рифтогенез в Припятском прогибе.

В *четвертом разделе* рассмотрены аспекты нефтегазоносности Припятского палеорифтового бассейна в свете геотермической и геодинамических реконструкций и палеоструктурного анализа.

Пятый раздел включает обобщенную многофакторную модель рифтогенеза, основанную на результатах проведенных исследований. В заключительной части данного раздела изложены дискуссионные проблемы герцинской геодинамики Припятского прогиба и представления авторов монографии по этим проблемам.

Авторы выражают признательность Нине Вениаминовне Аксаментовой и Николаю Дмитриевичу Михайлову за обсуждение отдельных аспектов платформенного магматизма, а также Людмиле Петровне Чистой – за большую техническую помощь при проведении исследований и подготовке рукописи к изданию.

Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект № X11-001).

**1.1. Эволюционный ряд палеорифтовых бассейнов запада
Восточно-Европейской платформы**

В платформенном чехле западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) палеорифтовые структуры контролируют размещение наиболее важных видов минерального сырья, поэтому изучение проблем рифтообразования имеет большое теоретическое и прикладное значение. Рифтогенные обстановки растяжения в регионе проявились в мезо- и неопротерозое (Волыно-Оршанский палеопрогиб) и в это же время – вдоль современного юго-западного края ВЕП, где раскрытию моря Торнквиста предшествовало формирование протяженного Галицийско-Белостокского рифта [15]. В позднем венде – раннем палеозое прилегающие к морю Торнквиста участки ВЕП были втянуты в погружение и здесь образовалась пассивная окраина континента, включая Балтийско-Приднестровскую зону перикратонных опусканий, к которой принадлежат Балтийская синеклиза, Подляско-Брестская и Волынская впадины. Позднедевонско-среднекаменноугольный (герцинский, или варисцийский) рифтогенез обусловил формирование Припятского рифта. Наконец, в новейшее время (квартер) с начальной стадией рифтогенеза связывают образование систем грабенов и депрессий бассейна Восточной Балтики [170].

Своеобразные структуры проторифтового типа, по-видимому, развивались на западе ВЕП во время «кратонизации» платформы на раннерифейском квазиплатформенном (протоплатформенном) этапе, который предшествовал средне- и позднерифейскому рифтогенезу в Волыно-Оршанской зоне. Нижняя часть квазиплатформенного комплекса сложена терригенными и вулканогенными толщами мощностью 1–3 км (вепсий, субиотний и их аналоги), а верхняя часть представлена в основном кварцито-песчаниками, сланцами и эффузивами мощностью до 1–2 км (иотний, овручская, бобруйская серия и их аналоги). На квазиплатформенном этапе формировались небольшие интрузивные и дайковые структуры от основного до кислого состава, грабен-синклинали типа Овручской и грабенообразные мульды типа Бобруйской, выполненные лавовыми покровами в диапазоне от диабазов до трахиандезитовых порфиритов и кварцевых порфиров, а также слабо метаморфизованными породами [68].

Таким образом, квазиплатформенная кора была пронизана интрузиями и дайками, а в ее верхней части развивались грабенообразные синклинали и мульды. Строение и состав квазиплатформенного комплекса отражает условия формирования как проторифтовых структур растяжения, так и специфических реидных (от *reo* – течь) деформаций. Последние, по определению М. Г. Леонова [132], приводят к преимущественному вертикальному перемещению материала в пространстве (интрузиям, протрузиям), которое вызывает компенсирующее горизонтальное перемещение горных масс. Возможно, в западной части ВЕП часть грабенообразных синклиналей и мульд раннего рифея формировались как компенсационные отрицательные структуры.

Большинство палеорифтов ВЕП погребены под сформировавшимися над ними синеклизами. Континентальным рифтам принадлежала важнейшая роль в структурообразовании и минерагегенезе, они служили своеобразными центрами внутриплитной геодинамики. Эволюция рифтогенных обстановок в пределах ВЕП, как и на других древних платформах, была обусловлена глобальными и региональными процессами.

Волыно-Оршанский палеорифт. Ранние палеорифты ВЕП, формировавшиеся главным образом в среднем и позднем рифее и начале раннего венда, представляют собой разветвленную сеть грабенов и грабенообразных прогибов. Центральное место среди них занимает Волыно-Среднерусская система прогибов, которая состоит из расположенных в пределах Беларуси и Украины

Волыно-Оршанского палеопрогиба, Среднерусского авлакогена и Яренской впадины. Кроме магистральной Волыно-Среднерусской системы прогибов, выделяется еще несколько ранних авлакогенов и грабенообразных прогибов. Широкомасштабный рифтогенез в среднем и позднем рифее и начале раннего венда происходил преимущественно в условиях заложения, развития и распада суперконтинента Родиния. В позднем рифее в результате раскола Родинии формирование разветвленной сети рифтов ВЕП достигло своего максимума; наиболее крупные из них заложены в основных сутурных зонах фундамента.

В пределах Среднерусского авлакогена развиты преимущественно грабены, а в зоне Волыно-Оршанского палеопрогиба от постранивендской тектонической переработки сохранилась лишь Оршанская впадина. Волыно-Оршанский палеопрогиб протяженностью около 700 км обособлен по характеру распространения катаплатформенных дальсландского (среднерифейского) и нижнебайкальского (верхнерифейско-нижневендского) структурных комплексов. Рифтовая (авлакогеновая) природа всей системы раннеплатформенных структур Волыно-Среднерусской системы прогибов по существу была обоснована М. В. Муратовым, М. Ф. Микуновым, Е. С. Черновой [160].

Волыно-Оршанский палеопрогиб формировался на протяжении среднего рифея – раннего венда как межглыбовая протяженная отрицательная структура в условиях относительно невысоких вертикальных скоростей и горизонтальных градиентов прогибания. Палеопрогиб выполнен преимущественно терригенными формациями, специфический набор которых в фанерозое не повторялся. Они принадлежали к катаплатформенному мегакомплексу, который был подразделен на 2 структурных комплекса: дальсландский (среднерифейский) и нижнебайкальский (верхнерифейско-нижневендский). В составе первого, обособляемого А. С. Махначом, Н. В. Веретенниковым, В. И. Шкуратовым [149] как шеровичская серия, преобладают терригенные красноцветные и пестроцветные преимущественно аркозовые песчано-гравелитовые, алевролитопесчаные, алевролитоглинистые толщи с переслаиванием вулканогенных (базальты, туфы). В нижнебайкальском комплексе, который выше названными исследователями выделяется как белорусская серия [68], обособляют пинскую свиту (преимущественно красноцветные, изредка сероцветные терригенные породы олигомиктового, мезомиктового состава, изредка кварцевые) и перекрывающую ее оршанскую свиту, представленную красноцветными кварцевыми песчаниками. Завершают разрез нижнебайкальского комплекса терригенно-карбонатные отложения лапичской свиты и покровно-ледниковая красноцветная формация нижнего венда. Мощность пинской свиты увеличивается от нескольких десятков метров в южной части Оршанской впадины до 800 м и более на Волыни, где палеопрогиб открывался в сторону Карпатско-Галицийской области западного Прото-Тетиса. Максимальная мощность оршанской свиты, как отмечают А. С. Махнач, Н. В. Веретенников, В. И. Шкуратов, составляет 428–620 м и приурочена к осевой части одноименной впадины по линии Могилев – Орша – Лиозно – Рудня.

Оршанская впадина, в отличие от остальной части Волыно-Оршанского палеопрогиба, обособляется как крупная отрицательная структура по поверхностям фундамента и среднерифейско-нижневендского (нижнебайкальского) комплекса. Структура вышележащих вендских (волынская и валдайская серии) и палеозойских комплексов отражает собой центриклинальную часть Московской синеклизы. Поверхность фундамента Оршанской впадины с перепадом абсолютных отметок от –0,9 до –1,9 км характеризует отрицательную реликтовую структуру рифейского заложения. Центральноршанский горст, ограниченный разломами, подразделяет впадину на Витебскую и Могилевскую мульды [20].

Проведенные в последние годы региональные сейсмические исследования МОГТ по меридиональному профилю Чериков – Усвяты позволили существенно уточнить представление о строении Оршанской впадины [174, 199]: глубине залегания поверхности фундамента, роли разрывных нарушений и их количестве. Установлено, что разломы представлены согласными и несогласными сбросами, возможно, частично сдвиго-сбросами с вертикальной амплитудой по поверхности фундамента от первых десятков до 560 м (Смоленский разлом). Уровень проникновения разломов в осадочный чехол отражает в основном раннебайкальское (средний рифей – ранний венд) время их развития. На профиле Чериков – Усвяты только один разлом проникает в более молодые плитные образования верхнего венда. Это наиболее высокоамплитудный Смо-

ленский разлом, пересекающий большую часть валдайских отложений, что может свидетельствовать о продолжавшихся или частично возобновлявшихся процессах разломообразования в волыньское и валдайское время на отдельных участках территории Оршанской впадины, когда на нее уже был наложен склон Московской синеклизы.

По данным сейсморазведки и анализа результатов грави- и магнитных исследований, разломы Оршанской впадины имеют субширотное и субмеридиональное простирание [194, рис. 12]. Местоположение некоторых разломов, выявленных на региональном сейсмопрофиле Чериков – Усвяты, фрагментарно совпадает с трассами древних доплатформенных разломов. Северо-восточное и субширотное простирание разломов дальсландского и раннебайкальского этапов Оршанской впадины, рассекающих в большинстве своем отложения шеровичской и белорусской серии, возможно, является следствием наследования раннепротерозойских структур Осницко-Микашевичского вулcano-плутонического пояса. Пространственное положение и простирание всего Волыно-Оршанского палеопроггиба контролируется Минским, Стоходско-Могилевским, Пержанско-Симоновичским и Владимир-Волыньским доплатформенными разломами.

Отрицательные движения шеровичского времени, происходившие на ограниченной площади (район скважин Рогачев, Вильчицы, Орша 2, Рудня) сформировали относительно глубокую Пра-Оршанскую впадину. На этой стадии активно формировались сбросы, отражающие напряжения растяжения. Вероятно, в это время Пра-Оршанская впадина представляла собой южное центриклинальное замыкание Среднерусского авлакогена, т. е. развивалась как рифтовая структура. В пинское время область седиментации существенно расширилась, и наряду с развитием Оршанской впадины сформировалась Волыньская впадина, которые образовали единый прогиб, открытый в сторону западного Прото-Тетиса. Определелись основные контуры палеопроггиба. К концу пинского времени общая амплитуда прогибания Оршанской впадины составила около 400 м, а Волыньской – от 400 до 800 м и более, увеличиваясь в юго-западном направлении.

В оршанское время одноименная впадина испытывала невысокие скорости прогибания с общей амплитудой от 30 до 90 м на прибортовых участках, увеличивающейся в северо-восточном направлении до 330–620 м в приосевой зоне. Высокая структурная зрелость кварцевых песчаников оршанской серии свидетельствует о пологом, неконтрастном рельефе затопленных участков суши и длительной обработке обломочного материала в бассейне седиментации [178]. Наряду с уменьшением скорости прогибания это может отражать позднюю стадию рифтового развития северо-восточной части Волыно-Оршанского прогиба, которая завершилась к концу лапичского времени. В вильчанское время раннего венда, с которым связано накопление покровно-ледниковой формации, крупные ледниковые языки, двигавшиеся по Волыно-Оршанскому (уже частично погребенному) прогибу, «запечатала» эту древнюю палеорифтовую структуру. Площадь распространения вильчанской покровно-ледниковой формации «вписывается» в контур распространения подстилающих средне- и верхнерифейских отложений и на западе подходит к Минскому разлому. Это говорит о том, что тектоническая позиция покровно-ледниковой формации в общем соответствует Волыно-Оршанскому палеопроггибу. Палеотектонический анализ показал, что к предволыньскому времени раннего венда амплитуда погружения фундамента достигла 800 м и более, а в приосевой зоне Оршанской палеовпадины – от 800 до 1000 м.

В последнее время Н. П. Чамов с соавторами предложили новую концепцию формирования Оршанской впадины [241]. На стадии формирования красноцветных отложений аркозового состава шеровичской серии они рассматривают Оршанскую впадину в составе Среднерусского авлакогена. Согласно этим взглядам, рифтовое развитие Оршанской впадины охватило только шеровичское время. Красноцветные породы кварцевого состава белорусской серии, в отличие от белорусских геологов, Н. П. Чамов с соавторами определяют как образования верхней части рифея R_3^4 и считают, что накопление отложений белорусской серии происходило уже в условиях наложенной мультислойной структуры.

В заключение следует отметить, что развитие Волыно-Оршанского палеорифтового прогиба, в отличие от Среднерусского авлакогена, происходило в условиях замедленного растяжения на протяжении около 500 млн лет. При этом скорость и амплитуда растяжения и прогибания существенно изменялись как во времени, так и по простиранию рассматриваемой 700-километровой

палеоструктуры. Отмеченные показатели были более низкими по сравнению с фанерозойскими рифтами, в том числе с Припятским рифтом. В Оршанской палеовпадине процессы рифтогенеза наиболее активно проявились в шеровичское время и менее активно – на этапе формирования формаций белорусской серии, особенно оршанской свиты. Проблема хронологической продолжительности и времени завершения рифтогенеза в Оршанской впадине и в целом в Волыно-Оршанском палеопрогибе требует дальнейшего изучения.

Галицийско-Белостокский палеорифт. Обстановки рифтогенеза проявились в мезо-неопротерозое (самый конец среднего рифея – поздний рифей – венд) при формировании юго-западной границы ВЕП. Здесь субпараллельно зоне Тейссейра – Торнквиста (ТТ) от Мазурского выступа (г. Белосток, Польша) до г. Котовска (Молдова) простирается волынская трапповая серия (трапповое плато), мощность которой составляет около 600 м, протяженность – 770 км, ширина – 150–200 км.

Согласно данным А. С. Махнача и Н. В. Веретенникова [148], вулканиты основного состава (базальты) преобладают в нижней части серии, а породы среднего и кислого состава (андезиты, дациты, риолиты) – в верхней части северной периферии трапповой области. В ее южной части выделен гипабиссальный комплекс габбро-долеритов, а также дайки пикритовых долеритов. Установлено, что формирование пород волинской трапповой серии было связано преимущественно с трещинными излияниями, приуроченными к разломам северо-восточного простирания. При этом центры вулканических извержений постепенно мигрировали в северо-западном направлении и поле развития основных (базальтовых) образований постепенно расширялось. Наряду с вулканами трещинного типа в регионе, по-видимому, существовали и вулканы центрального типа. Состав, тектоническая позиция и омоложение пород волинской серии с юго-востока на северо-запад, вероятнее всего, отражают проградацию процессов рифтогенеза от позднерифейской Карпатско-Галицийской области западного Прото-Тетиса, в пределах которой, согласно В. Е. Хаину, происходил спрединг земной коры в позднем рифее – начале кембрия [238].

Состав волинской трапповой серии в западной части ВЕП и ее положение в разрезе платформенного чехла соответствуют модели формирования континентальных рифтов, которые испытали спрединг земной коры и раздвижение бортов этих рифтов. Можно полагать, что волинское трапповое плато маркирует восточное плечо Галицийско-Белостокского палеорифта, полуграбен которого глубоко погребен под мощными аккумулятивными образованиями кембрийско-раннедевонской (каледонской) пассивной окраины ВЕП, включая Балтийско-Приднестровскую зону перикратонных опусканий [3].

На основании недавно проведенного изучения геохимии пород трапповой формации волинской серии Беларуси О. Ф. Кузьменкова [128] пришла к выводу о генетической связи вендских базальтовых магм региона, контролируемых мантийными плюмами, с геодинамическими условиями внутриплитных океанических островов и плато. Допуская возможную связь ранневендского магматизма с мантийными плюмами, считаем, что их проявлению предшествовала первая (начальная) фаза формирования Галицийско-Белостокского рифта. Возможно, она началась в конце среднего рифея и проявилась в позднем рифее, когда в Карпатско-Галицийской области западного Прото-Тетиса, как уже отмечалось выше, происходил спрединг земной коры. Эта система вместе с Волыно-Оршанским и Среднерусским авлакогенами образовала тройное сочленение палеорифтов, из которых последние представляли тупиковую ветвь (не достигнув стадии спрединга, она слепо заканчивалась в теле ВЕП). Региональная кинематика крупных блоков земной коры обусловила пассивный механизм первой фазы формирования Галицийско-Белостокского рифта. Это повлекло за собой формирование плюмов (мантийных диапиров), способствовавших дальнейшему разрастанию (проградации) рифтовой системы к северо-западу. Магматические породы ранневендской волинской серии, по оценке белорусских и украинских геологов (Н. В. Веретенников, О. Ф. Кузьменкова, В. Л. Приходько и др.), перспективны для поисков медных руд, кремнесиликатного сырья, цеолитов [128; 129].

В конце позднего венда – начале кембрия в обстановке раскрытия Прото-Атлантики (океан Япетус) и завершения еще в венде процессов рифтогенеза в зоне Галицийско-Белостокского рифта (или его восточного борта) начала обособляться Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий – пассивная континентальная окраина [64; 95]. Палеоокеан Япетус и ортогонально

сочленяющийся с ним вдоль трансформного разлома или высокоамплитудного сдвига резко вытянутый в юго-восточном направлении (в современных координатах) залив – море Торнквиста – продолжали расширяться и углубляться в ордовике и почти до конца силура. Палеоокеан Япелтус, примыкавший к Балтийскому щиту, оказывал опосредованное влияние на развитие пассивной окраины вследствие повышения уровня моря Торнквиста, что способствовало развитию трансгрессий на юго-западную окраину ВЕП. На эту же территорию со стороны моря Торнквиста распространялись напряжения растяжения вдоль осей северо-восточного и субширотного направлений, которые определили заложение и тектоническую позицию отрицательных структур типа крупных структурных заливов – Балтийской синеклизы, Подляско-Брестской и Волынской впадин, Кишиневского прогиба. Они были разделены выступами, имевшими вид крупных структурных носов.

Припятский палеорифт. Это самый западный и хорошо изученный сегмент субширотного Припятско-Донецкого герцинского (варисцийского) авлакогена с характерными типологическими чертами рифтовых структур. Основная часть разреза мощностью до 6 км представлена девонскими и каменноугольными отложениями, которые в центральной и западной частях прогиба перекрывают терригенные осадочные комплексы рифея и венда. В разрезе девонских отложений выделяются две мощные галогенные толщи франского и фаменского возраста, синрифтовые проявления щелочно-ультраосновного – щелочно-базальтоидного магматизма, а в зоне северного обрамления палеорифта – трубки взрыва. В формировании современной структуры поверхности фундамента и нижней части платформенного чехла ведущую роль играли синрифтовые разломы с вертикальной амплитудой до 2–3 км.

Высокая степень изученности герцинского Припятского палеорифта позволяет на его примере показать влияние геодинамических факторов на условия формирования этого типа структур и связь с ними полезных ископаемых. Следует отметить, что авторы понимают процесс рифтообразования не в узком смысле – как формирование рифтовой долины, а в более широком смысле, обособляя в жизни рифта 3 фазы – раннюю (позднефранское (речицко-евлановское) время), главную (позднефранско-фаменское время) и позднюю (ранне- и среднекаменноугольная эпохи). Главный фактор рифтообразования в Припятской зоне обусловлен преимущественно односторонним растяжением земной коры в соответствии с пассивной моделью рифтогенеза [66; 194; 216]. На процессы рифтообразования воздействовали синрифтовый срыв (детачмент), геотермическая эволюция земной коры, динамические напряжения со стороны юго-западного обрамления платформы – мобильных поясов зоны ТТ и Карпатского сегмента Палео-Тетиса.

С синрифтовыми осадочными комплексами Припятского бассейна связаны месторождения нефти, калийных солей, углей, горючих сланцев, давсонита, а с влиянием рифтогенеза на сопредельной территории – формирование перспективных на алмазы трубок взрыва [70; 189]. На примере Припятского палеорифтового прогиба можно продемонстрировать тесную генетическую связь выявленных полезных ископаемых с глубинным строением и синрифтовой геодинамикой. Решающими факторами, способствовавшими образованию углеводородов, залежей химического сырья, выступали высокие скорости осадконакопления, повышенная проницаемость земной коры в зонах высокоамплитудного разломообразования, высокий тепловой поток, значительная глубина погружения осадочных комплексов, проявление мощного щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного магматизма.

Подробно все аспекты эволюции Припятского палеорифта освещены в соответствующих разделах настоящей монографии.

Восточно-Балтийская система грабенов. Выделение новейших (верхнеолигоценчетвертичных) структур рифтового генезиса в пределах запада ВЕП и всей Центральной Европы произведено с учетом распределения суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений и других геолого-геофизических данных [103].

Предполагается, что котловины Восточной Балтики, Финского и Ботнического заливов в совокупности представляют собой закладывающуюся рифтовую систему [104]. Данный вывод подтверждается рядом различных признаков. Названные структуры – это глубокие впадины

в рельефе дна, с которыми связаны максимальные амплитуды неотектонических прогибаний. Они имеют форму узких линейно вытянутых структур грабенового типа. Гольштейн-голоценовые прогибания достигают здесь наибольших величин (150–200 м). Новейшая разломная сеть ограничивает и отчетливо вырисовывает эти грабенообразные структуры. Внутри заливов на юге Восточной Балтики разломы маркируют ряд блоковых линейных структур типа горстов (Центрально-Готландское поднятие) и грабенов (Западно- и Восточно-Готландский грабены). К крайним ограничениям грабенов приурочена повышенная сейсмичность. Эти особенности наиболее четко видны на примере Ботнического залива, который расположен в зоне максимальных значений послеледниковых современных вертикальных движений. Его побережье отличается высокой сейсмичностью, что связано с приуроченностью эпицентров к зонам разрывных нарушений, протягивающихся вдоль залива. Локальные положительные аномалии теплового потока зафиксированы во внутренних частях моря (район острова Готланд, Куршский, Финский заливы и др.). В Готландско-Ботнической зоне грабенов отмечается сокращение мощности земной коры, причем разница в глубине залегания поверхности М достигает 10–15 км. Финская зона грабенов не ограничивается Финским заливом, а, скорее всего, протягивается далее на востоко-северо-восток и включает прогибы Ладожского и Онежского озер и Белого моря. В целом Готландско-Ботническая и Финская зоны грабенов образуют формирующуюся в новейший этап развития Восточно-Балтийскую рифтовую систему, которая соответствует типу «тройного сочленения».

Сравнительный анализ геодинамических особенностей формирования рифтовых структур западной части ВЕП показывает, что они имели существенные различия. Для средне-позднерифейского Вольно-Оршанского рифта в общем были характерны низкие, неравномерные по времени скорости вертикальных движений, слабоконтрастный рельеф, ограниченный магматизм. Позднерифейско-ранневендский Галицийско-Белостокский рифт, выраженный в современной структуре платформенного чехла протяженным плато базальтов, проградировал в северо-западном направлении от зоны спрединга Карпатско-Галицийской области западного Прото-Тетиса. Заложено несколько позднее, в позднем венде – раннем кембрии, море Торнквиста простиралось с северо-запада на юго-восток в направлении к Галицийско-Белостокскому рифту ортогонально по отношению к оси спрединга океана Япетус. Возможно, в первоначальном виде море Торнквиста было приурочено к трансформному разлому или высокоамплитудному сдвигу. *Позднедевонско-среднекаменноугольный (герцинский) Припятский прогиб является тектонотипом внутриплатформенных палеорифтов.* Осадочный чехол мощностью до 6 км включает галогенные, карбонатные, щелочно-основную – щелочно-базальтоидную формации, характерные для главной фазы рифтогенеза. До- и синрифтовые отложения дислоцированы (снизу вверх) в блоковые, блоково-пликативные и пликративные структуры, в формировании которых ведущую роль играли синрифтовые листрические разломы. Главный фактор рифтообразования в Припятской зоне обусловлен преимущественно односторонним растяжением земной коры. Импульсные высокоскоростные опускания Припятского прогиба в главную фазу рифтогенеза предопределили и факторы синрифтового минерагенеза. Формирующуюся в настоящее время Восточно-Балтийскую рифтовую систему представляют котловины Восточной Балтики, Финского и Ботнического заливов.

1.2. Припятский прогиб: структурные подразделения, особенности пред- и синрифтовых структур

Припятский прогиб – это западный сегмент Припятско-Донецкого авлакогена, расположенного в пределах древней Восточно-Европейской платформы и входящего в более протяженную систему Сарматско-Туранского линеамента [17; 224; 227]. Прогиб находится между периклиналями Белорусской, Воронежской антеклиз и Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге. На западе Полеская седловина отделяет Припятский прогиб от Подляско-Брестской впадины, а на востоке Брагинско-Лоевская седловина – от Днепровско-Донецкого прогиба (рис. 1.1). Длина прогиба достигает 280 км, ширина – 140–180 км. Здесь выявлено 77 месторождений нефти. Нефтяные залежи приурочены к средне-верхнедевонским карбонатным и терригенным отложениям, а также к верхнепротерозойским образованиям. Добыча нефти с 1990 г. составляет около 2 усл. ед. в год.

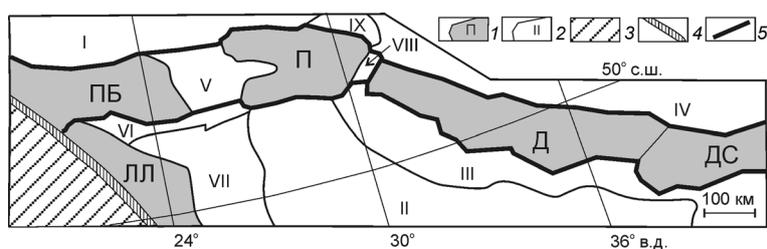


Рис. 1.1. Схема тектонического районирования юго-запада Восточно-Европейского кратона. Структуры юго-запада Восточно-Европейского кратона: 1 – палеозойские осадочные бассейны (ПБ – Подляско-Брестская впадина; П – Припятский прогиб; Д – Днепровский прогиб; ДС – Донецкий прогиб (современное Донецкое складчатое сооружение); ЛЛ – Львовско-Люблинский прогиб); 2 – прочие тектонические элементы (I – Белорусская антеклизы; II – Украинский щит; III – склон Украинского щита; IV – склон Воронежской антеклизы; V – Полеская седловина; VI – Луковско-Ратновский горст; VII – Вольнская моноклиналь; VIII – Брагинско-Лоевская седловина; IX – Северо-Припятское плечо); 3 – Среднеевропейская плита; 4 – зона ТТ; 5 – система разломов, ограничивающих Сарматско-Туранский линеймент

Припятский прогиб состоит из четко выраженного крупного грабена и Северо-Припятского плеча. Южно-Припятское плечо принадлежит уже Украинскому щиту, от которого прогиб отделен Южно-Припятским краевым разломом, представляющим собой зону сбросов общей амплитудой по поверхности фундамента до 2–6 км. Северной границей прогиба на западе и грабена на востоке является Северо-Припятский краевой разлом, состоящий из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов с суммарной амплитудой до 2–4 км. На востоке северной границей Припятского прогиба служат Жлобинский и Малиновско-Глазовский разломы, отделяющие Северо-Припятское плечо от Жлобинской седловины.

Мощность осадочного чехла достигает 6 км. Основную часть разреза составляют девонские и каменноугольные отложения, которые на западе прогиба перекрывают терригенные осадочные комплексы верхнего протерозоя (рифей и венда). Нефтеносные, преимущественно карбонатные, отложения девона разделены и перекрываются двумя мощными галогенными толщами.

О тектонике палеорифта можно судить по строению ряда маркирующих горизонтов: поверхностей фундамента, подсолевых отложений, межсолевой толщи, верхнесоленосной толщи и некоторых других, расположенных в вышележащих частях разреза. Внутри прогиба по поверхностям фундамента, подсолевых и межсолевых отложений выделена система тектонических ступеней и приосевых выступов, разделенных субширотными разломами, наклоненными к его оси. Последние контролируют размещение зон приразломных поднятий и валов, представляющих собой промышленные и потенциальные зоны нефтенакопления [224].

По материалам глубинного сейсмического зондирования [59; 226] была выделена Припятская область рифтогенеза. Она определяется как зона развития листрического раскалывания, охватывающего не только Припятский грабен, но и непосредственно примыкающие к нему районы Украинского щита и Белорусской антеклизы, которые образуют его плечи. Припятский грабен (собственно палеорифт в узком смысле) отделен Северо-Припятским и Южно-Припятским суперрегиональными разломами от расположенных к северу и югу плеч.

Северо-Припятское плечо включает полосу шириной 35–40 км, в пределах которой развиты дорифтовые рифейские, вендские, ниже- и среднедевонские, нижефранские и синрифтовые верхнефранские и нижефаменские межсолевые отложения, разбитые разломами на ступени и перекрытые породами триаса и юры. Поэтому Северо-Припятское плечо включается в состав Припятского прогиба.

Южно-Припятское плечо охватывает узкую, шириной около 40 км, зону Украинского щита и ограничено с юга краевым листрическим разломом, по которому не происходило заметного опускания блоков земной коры. Поэтому в пределах Южно-Припятского плеча нет синрифтовых отложений, четвертичные осадки залегают на породах фундамента и квазиплатформенного чехла Овручской грабен-синклинали. Южно-Припятское плечо не включается в состав Припятского прогиба.

Строение фундамента. Тектонические элементы кристаллического фундамента Припятского прогиба имеют субмеридиональное простирание. Здесь развиты следующие структуры (с запада на восток): Центрально-Белорусская зона, Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, Брагинский гранулитовый массив [22; 68].

Центрально-Белорусская зона на территории прогиба образована гранито-гнейсовым комплексом и проходит в самой западной части Старобинской центриклинали прогиба.

Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс сложен различными магматическими формациями: метагаббро-диабазовой (2,02 млрд лет), диорит-гранодиорит-гранитной (2,0–1,97 млрд лет), кварц-сиенит-гранитной (1,8–1,75 млрд лет). Пояс ограничен глубинными разломами докембрийского заложения: Стоходско-Могилевским на северо-западе и Суцано-Пержанским на юго-востоке [23].

На юго-востоке Припятского прогиба и в пределах Брагинско-Лоевской седловины расположен Брагинский гранулитовый массив.

Структурные подразделения чехла. В разрезе платформенного чехла Припятского прогиба развиты образования верхнего протерозоя (рифей, венд), палеозоя (девон, карбон, пермь), мезозоя (триас, юра, мел) и кайнозоя (палеоген, неоген, антропоген) общей мощностью до 6000 м. Они сложены различными по генезису и составу формациями, мощности которых варьируют от 50 до 3500 м [236].

Осадочный чехол Припятского прогиба расчленяется структурными и азимутальными несогласиями на несколько структурных комплексов: нижнебайкальский, верхнебайкальский, герцинский и киммерийско-альпийский.

Нижнебайкальский структурный комплекс (верхний рифей – нижний венд) сложен преимущественно терригенными красноцветными формациями. Он принадлежит Вольно-Оршанскому палеопробику северо-восточного простирания, унаследованного от тектонических элементов фундамента. Такие же направления были унаследованы и структурами позднебайкальского этажа (венд – балтийский ранний кембрий), также представленного терригенными формациями. С резким азимутальным несогласием на эти вещественно-структурные подразделения ложится герцинский комплекс.

Герцинский структурный комплекс слагает основную часть платформенного чехла и подразделяется на следующие этажи: эмско-среднефранский, верхнефранско-фаменский, ниже-среднекаменноугольный, нижнепермский и верхнепермско(?)–среднетриасовый.

Основные перерывы в осадконакоплении и стратиграфические несогласия приурочены к кровле отложений рифея, венда, семилукского горизонта верхнего девона, среднего карбона, нижней перми, триаса и юры. Структурные и азимутальные несогласия разделяют перечисленные структурные комплексы, этажи и подэтажи. Названия слагающих их основных формаций отражают состав пород. Возраст определяется ископаемой фауной и спорово-пыльцевыми комплексами.

Эмско-среднефранский этаж подразделен на подэтажи: эмско-нижнефранский и среднефранский, которые соответственно сложены преимущественно терригенными и карбонатными породами.

Верхнефранско-фаменский структурный этаж как доминирующий по мощности и сформировавшийся в сложных тектонических условиях рифтогенеза подразделяется на 4 подэтажа: речичко-евлановский, евлановско-петриковский, лебедянско-стрешинский и полесский. В этом этаже основной объем занимают две соленосные толщи: верхнефранская (и фациально замещающие ее на востоке вулканогенные образования) и среднефаменская.

Ниже-среднекаменноугольный структурный этаж с перерывом лежит на верхнедевонских отложениях и с резким стратиграфическим, эрозионным и угловым несогласием перекрыт нижнепермскими и мезозойскими отложениями. Отложения этажа распространены в пределах Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины, при этом нижняя часть этажа наиболее широко развита в Туровской центриклинали, а верхняя – в северной части Брагинско-Лоевской седловины. На остальной территории они выполняют синклиналильные зоны и выклиниваются на склонах соляных валов в основном вследствие многочисленных размывов [68; 230].

В составе ниже-среднекаменноугольного этажа выделяются турнейско-нижневизейский, верхневизейско-серпуховский и среднекаменноугольный структурные подэтажи, в объеме которых присутствуют угленосные образования.

Нижнепермский структурный этаж развит в восточной части Брагинско-Лоевской седловины и спорадически в отдельных синклиналих зонах центральной части Припятского прогиба. Верхнепермско(?)–среднетриасовый структурный этаж распространен в Припятском прогибе, на Брагинско-Лоевской седловине и к северу от нее.

Киммерийско-альпийский структурный комплекс представлен верхнетриасово-антропогенными отложениями и образован типичными синеклизными ортократонными формациями относительно небольшой мощности с быстрой сменой парагенезов в вертикальном ряду и залеганием в виде плащеобразного слабодислоцированного покрова. В пределах всего региона комплекс подразделяется на верхнетриасово-миоценовый и плиоценово-антропогенный структурные этажи, разделенные предплиоценовым несогласием.

В практике геологоразведочных работ часто используются термины «подсолевая толща», «подсолевой дислокационный комплекс» (включает все доливенские образования верхнего протерозоя, среднего девона и большую часть франских отложений), «межсолевая толща», «межсолевой дислокационный комплекс» (отложения нижнего фамена) и «надсолевая толща», «надсолевой дислокационный комплекс» (верхний фамен-антропоген). Подробное описание формаций приведено в 1.3.2.

Тектоника платформенного чехла. Для Припятского прогиба характерно большое разнообразие структурных форм, причем они меняются снизу вверх по разрезу от одного структурного подразделения к другому. Поверхности фундамента и подсолевых отложений платформенного чехла присущи преимущественно блоковые структуры с элементами пликативных форм. Нижнесоленосные и межсолевые образования дислоцированы в блоково-пликативные структуры, а верхнесоленосные и надсолевые подразделения девона, карбона, перми, мезозоя и кайнозоя – в пликативные [224; 227].

В формировании современного структурного плана поверхности фундамента и нижней части платформенного чехла Припятского прогиба ведущую роль играли разрывные нарушения. Выделяются 2 основных типа разломов: платформенные (проникающие в чехол) и доплатформенные (погребенные, не проникающие в чехол). Некоторые из них сквозные, развивавшиеся как на доплатформенных, так и на платформенных этапах. *Платформенные разломы* палеорифта формировались главным образом в позднедевонское время на рифтовой стадии развития. По глубине проникновения разломы делятся на мантийные и коровые; по рангу ограничиваемых ими тектонических элементов – на суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные; по структурно-морфологическим признакам – на листрические и плоскостные (планарные); по кинематическому типу – на согласные и несогласные сбросы и сдвиги; по степени соподчиненности – на основные и сопутствующие. Примечательной особенностью суперрегиональных разломов является то, что они образуют дивергентную двойную или тройную систему, состоящую из основного разлома и ему сопутствующих (спутников). Первый (основной) разлом обычно выполаживается с глубиной и доходит до поверхности М (Южно-Припятский) или нижней коры (Северо-Припятский), а сопутствующие разломы выклиниваются, как правило, в верхнекоровом слое. На разных фазах рифтогенеза движения по разломам могли происходить как одновременно, так и разновремененно.

Особенности строения основных по мощности подсолевого и межсолевого этажей Припятского грабена позволяют обособить Северный, Центральный и Южный структурные районы. Эти внеранговые тектонические элементы представляют собой крупные блоки земной коры, заключающие пространственно обособленные совокупности (парагенезы, ареалы) структур второго порядка – тектонические ступени, центриклинальные депрессии и др. (рис. 1.2). Центральный и Южный районы (зоны) применительно к платформенному чехлу обычно рассматривают как Внутренний грабен [226]. Следует иметь в виду, что эта глубинная структура была обособлена только в средних и нижних слоях консолидированной земной коры.

Северная структурная зона включает две ступени: Червонослободско-Малодушинскую и Речицко-Шатилковскую с северным падением поверхности фундамента и нижних (подсолевых) горизонтов платформенного чехла, разделенные Речицко-Вишанским субрегиональным разломом. Плоскости разломов наклонены на юг.

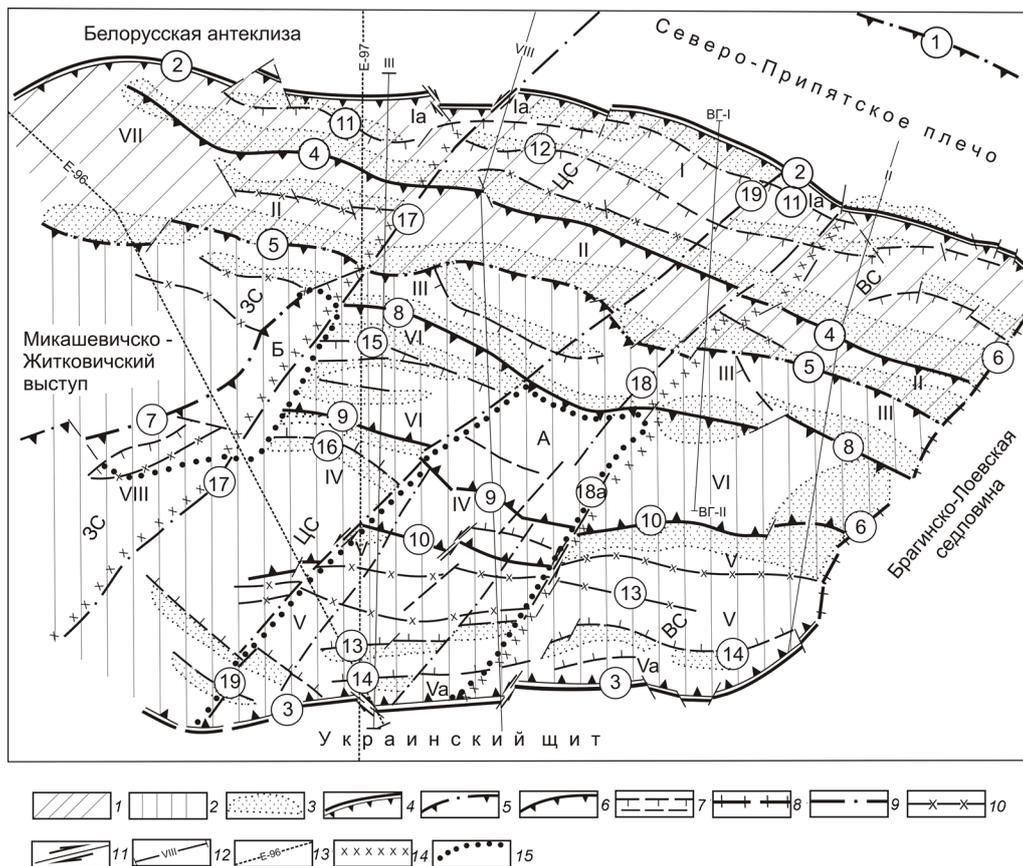


Рис. 1.2. Схема тектонического районирования поверхности фундамента и подсолевого структурного этажа Припятского прогиба (сост.: Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, С. В. Клушин, А. М. Синичка, З. Л. Познякевич [226] с доп. авторов): *продольные тектонические элементы*: 1 – Северная зона ступеней (структурный район), 2 – Внутренний грабен (Центральный и Южный структурные районы); структуры второго порядка: I – Речицко-Шатилковская, II – Червонослободско-Малодушинская, III – Заречинско-Великоборская, IV – Шестовичско-Сколодинская, V – Наровляно-Ельская тектонические ступени; VI – Петриковско-Хойникская зона осевых погруженных выступов и периклиналей; VII – Старобинская центриклинальная депрессия; VIII – Туровская центриклинальная депрессия; 3 – структуры третьего порядка – зоны линейных приразломных поднятий; *внепорядковые структуры*: Ia – Северная зона бортовых уступов, Va – Южная зона бортовых уступов. *Поперечные тектонические элементы*: ЗС – Западный сегмент, ЦС – Центральный сегмент, ВС – Восточный сегмент; зоны мозаичных поднятий: А – Дубровско-Валавская, Б – Примикашевичская. *Разломы*: 4 – суперрегиональные, 5 – региональные, 6 – субрегиональные, 7 – прочие, 8 – глубокий разлом, ограничивающий Припятский грабен на востоке; 9 – разломы доплатформенные, отражающиеся флексурно-разломными зонами чехла и ограничивающие поперечные сегменты и структуры; кинематические типы разломов: 10 – согласные сбросы, 11 – сдвиги. *Прочие обозначения*: линии региональных сейсмических профилей: 12 – ГСЗ-МОГТ, 13 – ГСЗ-Евробридж; условные границы: 14 – поперечных сегментов, 15 – поперечных зон мозаичных поднятий Припятского прогиба. *Название разломов* (цифры в кружках): 1 – Жлобинский; 2 – Северо-Припятский; 3 – Южно-Припятский; 4 – Речицко-Вишанский; 5 – Червонослободско-Малодушинский; 6 – Лоевский; 7 – Микашевичский; 8 – Азерецко-Великоборский; 9 – Шестовичско-Гостовский; 10 – Буйновичско-Наровлянский; 11 – Глуско-Березинский; 12 – Оземлинско-Первомайский; 13 – Дубровско-Ельский; 14 – Выступовичский; 15 – Копаткевичский; 16 – Сколодинский; 17 – Малыньско-Туровский; 18 – Первомайско-Заозерный; 18а – Первомайско-Заозерный сопутствующий; 19 – Пержанско-Симоновичский

Все протяженные разломы, в том числе Речицко-Вишанский, представляют собой линейную полосу разрывных дислокаций, включающую основные и сопутствующие разломы-спутники. Последние образуют сложные блоково-сдвиговые уступы и довольно широкие участки дробления (рис. 1.3).

Ступени вытянуты в субширотном направлении на 220–240 км при ширине 10–25 км. Поверхность фундамента образует моноклинали, погружающиеся на север и северо-восток от –2000 до –6000 м. Основные ступенеобразующие (Речицко-Вишанский и Червонослободско-Малодушинский) и сопутствующие им разломы-спутники контролируют размещение линейных зон приразломных поднятий.

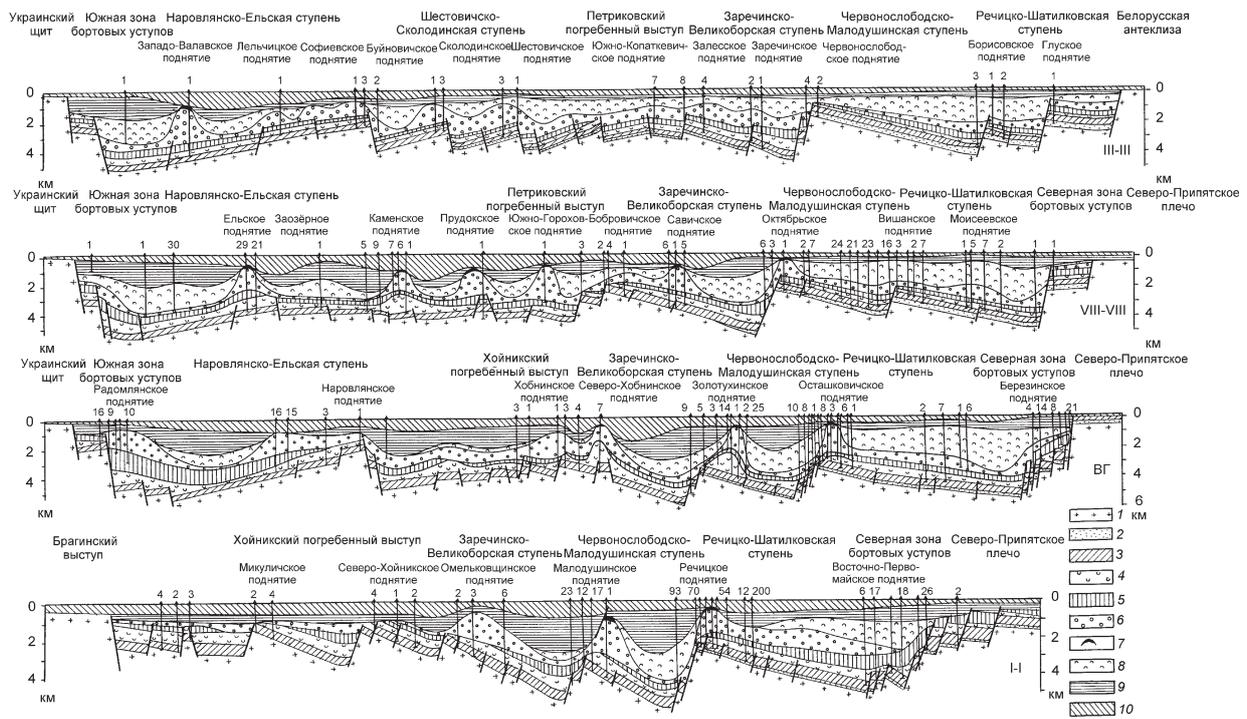


Рис. 1.3. Геологические разрезы вкрест простирания Припятского прогиба по региональным сейсмическим профилям III–III, VIII–VIII, ВГ–I – ВГ–II, II–II (сост. В. С. Конищев [68] по материалам геофизических работ и бурения ПО «Белгеология» и «Белоруснефть» (использованы материалы Б. М. Архипова, Р. Н. Гимона, Н. В. Гридасова, И. Д. Кудрявца, А. И. Шлычкова и др.)). *Отложения:* 1 – архейские и нижнепротерозойские; 2 – рифейские и вендские; 3 – подсолевые девонские; 4 – нижнесоленосные евановско-ливенские; 5 – межсолевые задонско-петриковские; 6 – галитовой подтолщи; 7 – брекчий кепрока; 8 – глинисто-галитовой подтолщи; 9 – надсолевые девонские, каменноугольные и нижнепермские; 10 – мезозойские и кайнозойские (положение профилей см. на рис. 1.2)

Северная зона бортового блоково-сдвигового уступа ограничивает с севера Речицко-Шатилковскую ступень и входит в систему Северо-Припятского краевого суперрегионального разлома, располагаясь между последним и находящимся южнее сопутствующим ему Глуско-Березинским разломом. Это узкая (2–8 км), вытянутая более чем на 150 км зона, расчлененная многочисленными сбросами на отдельные блоки. Падение отложений в пределах блоков разнонаправленное: западное, восточное и преимущественно южное.

Старобинская центриклинальная депрессия также входит в состав Северной структурной зоны и является северо-западной центриклиналью Припятского прогиба, где замыкаются Речицко-Шатилковская и Червонослободско-Малодушинская ступени, а поверхность фундамента воздымается на запад до –500 м и менее. Субширотными и субмеридиональными разломами она разбита на блоки, маркирующие горизонты которых наклонены на север, северо-восток и восток.

Внутренний грабен (Центральная и Южная структурные зоны) разделен разломами корового заложения на структуры второго порядка. Они отличаются особо сложным строением, так как расчленены субширотными и субмеридиональными сбросами и сбросо-сдвигами разного ранга на многочисленные блоки. Здесь четко проявляется продольная и поперечная структурная зональность.

Центральная структурная зона включает Заречинско-Великоборскую и Шестовичско-Сколовинскую тектонические ступени и разделяющую их приосевую зону погребенных выступов. Азерецко-Великоборский, Шестовичско-Гостовский разломы корового заложения и восточная часть Буйновичско-Наровлянского разлома того же типа отделяют зону осевых погруженных выступов и их периклиналей от расположенных к северу и югу тектонических ступеней. Эту часть Центральной структурной зоны можно рассматривать как приосевый грабен по отложениям подсолевого и межсолевого этажей, который вдоль широтной оси осложнен названными погребенными выступами [30]. Зона погруженных выступов протягивается от Микашевичско-Житкович-

ского горстового выступа на западе (отделяясь от него Примикашевичской поперечной зоной мозаичных поднятий) до Брагинско-Лоевской седловины на востоке и интенсивно разблокирована. Поперечными сдвигами продольная ось разделена на отдельные звенья. В общем все структуры зоны погружены с востока и запада навстречу друг другу. Продольные линейные и изометричные полуовальные структуры типа структурных носов развиты на западе и востоке рассматриваемой зоны в пределах Петриковского и Хойникского погруженных выступов. Центральный участок зоны осевых погруженных выступов, входящий в Валавско-Хатецкую поперечную полосу прогибания, не имеет сколько-нибудь заметно выраженной продольной структурной зональности, которая, очевидно, была разрушена движениями по разломам северо-восточного простирания. Поверхность фундамента и подсолевые отложения от осевой части зоны погружаются на север и юг.

Заречинско-Великоборская ступень, расположенная к северу от зоны осевых погруженных выступов, контролируется Азерецко-Великоборским коровым разломом и характеризуется погружением поверхности фундамента на север от –2500 до –6000 м. К югу от зоны погруженных выступов простирается Шестовичско-Сколодинская ступень с погружением поверхности фундамента к югу до Буйновичско-Наровлянского разлома от –2500 до –5000 м.

Южная структурная зона Внутреннего грабена охватывает Наровлянско-Ельскую тектоническую ступень, сложно построенную Южную зону бортовых уступов и Туровскую депрессию. В пределах тектонической ступени поверхность фундамента погружается с севера на юг от –3000 до –6000 м. Туровская центриклинальная депрессия расположена в юго-западной части прогиба между Южно-Припятским краевым разломом на юге и Микашевичским разломом на севере. В ее пределах замыкаются Наровлянско-Ельская и Шестовичско-Сколодинская ступени. Поверхность фундамента воздымается в западном направлении.

Южная зона бортовых уступов расположена между Южно-Припятским и сопутствующим ему Выступовичским разломами и является сложно построенной зоной дробления, расчлененной многочисленными сбросами на отдельные блоки с разным направлением падения поверхности фундамента.

Помимо описанной широтной, намечается поперечная (диагональная, или субмеридиональная) зональность Припятского прогиба, которая контролируется разломами субмеридионального (преимущественно северо-северо-восточного) направления, отраженными в платформенном чехле флексурно-разрывными зонами. Выявлено 4 крупных поперечных *разлома доплатформенного заложения*: Малынско-Туровский, Первомайско-Заозерный, Пержанско-Симоновичский, а также Лоевский. Последний активно развивался и на платформенных этапах. Первые два разлома разделяют Припятский палеорифт на поперечные тектонические элементы: Западный, Центральный и Восточный сегменты, а Лоевский отделяет прогиб от Брагинско-Лоевской седловины (см. рис. 1.2). Эти сегменты отличаются особенностями развития, седиментогенеза, различным уровнем размыва рифейских, вендских и палеозойских отложений, темпом погружения и современным строением.

Малынско-Туровский разлом отделяет Западный сегмент от Центрального. Он проходит вдоль восточной окраины Микашевичско-Житковичского выступа и отделяет Туровскую и Старобинскую центриклинальные депрессии от остальной части Припятского грабена, отличающейся многими особенностями строения. К востоку от разлома возрастает степень дислоцированности чехла, в частности, в связи с увеличением мощности галитовой субформации и развитием галокинеза возрастает мощность надсолевых отложений.

Первомайско-Заозерный разлом простирается в северо-восточном направлении через весь прогиб и выходит на Северо-Припятское плечо, отделяя Центральный сегмент от Восточного. В платформенном чехле разлом отражается отдельными разрывами.

В Центральном сегменте четко выделяется Валавско-Хатецкая поперечная полоса погружений, которая контролируется Пержанско-Симоновичским разломом северо-восточного простирания и служит главной поперечной осью Припятского прогиба. В этой полосе соляные структуры имеют тенденцию к изменению простирания с субширотного на субмеридиональное, для нее характерно мозаичное расположение локальных блоковых поднятий, образующихся на участках пересечения продольных и поперечных разломов. Поперечная зональность особенно резко про-

является в Центральной и Южной структурных зонах. Сочетание основной субширотной рифтовой тектонической зональности с наложенной на нее субмеридиональной зональностью создает разнообразную гамму тектонических элементов разного порядка.

В границах описанных ранее структур второго порядка – ступеней и выступов – выделяются структуры третьего порядка: зоны приразломных поднятий и опусканий. *Применительно к решению задач эффективного освоения углеводородов в Припятском прогибе существенно детализировано структурное районирование подсолевых и межсолевых комплексов* [18; 30]. В пределах тектонических ступеней региональные и субрегиональные зоны приразломных поднятий подразделены на гребни и уступы, зоны приразломных опусканий рассматриваются как подножие конкретной ступени; обособленные структурные террасы располагаются между гребнями и подножиями. Таким образом, наиболее приподнятую часть тектонической ступени охватывает структурный гребень, среднюю, чаще всего выположенную зону, – структурная терраса, наиболее погруженную часть – структурное подножие.

Одним из элементов синрифтовой структурной делимости Припятского прогиба являются зоны сочленения элементов второго порядка и прежде всего – тектонических ступеней, контролирующих размещение локальных нефтеперспективных объектов. Эти зоны представляют собой сбросо-блоковые уступы, образованные системой ступенчато погружающихся на разную глубину узких тектонических блоков, которые заключены между различными плоскостями сбрасывателя разноамплитудных разломов. В обобщенном виде уступ является участком крутого падения маркирующего горизонта, разделяющий сектора с существенно различной абсолютной или относительной глубиной залегания. Степень крутизны маркирующих поверхностей уменьшается от подсолевых отложений к межсолевым.

Локальные поднятия подсолевого комплекса представлены преимущественно блоковыми структурами: это моноклинали или слабо вытянутые гемиантиклинали в поднятых крыльях разломов, ограниченные изгибом разрывного нарушения; моноклинальные блоки, ограниченные сбросами по восстанию и простиранию отложений; небольшие моноклинальные блоки треугольной формы, зажатые сходящимися разломами и т. д. Редко локальные структуры имеют форму приразломных антиклиналей полного замкнутого контура.

В зонах приразломных опусканий (подножиях ступеней) развиты локальные синклинали, мульды, полусинклинали, полумульды, структурные заливы, оборванные разрывными нарушениями и прижатые к ним. Нередко структуры вписываются в изгибы плоскости разломов, иногда ограничены разрывами с одного или с двух флангов.

Блоково-пликативные структуры нижнесоленосной (франской) и межсолевой (фаменской) толщ в значительной степени наследуют структурный план поверхности фундамента и подсолевых этажей. Перестройка структурного плана на уровне нижнесоленосной толщи обусловлена проявлением галокинеза в Центральном сегменте и затуханием на всей территории большого количества малоамплитудных разрывных нарушений. В связи с этим основное изменение структурных планов нижнесоленосной и межсолевой толщ по сравнению с подсолевой происходит в пределах локальных площадей. При этом выявлены следующие закономерности. Антиклинали в межсолевых отложениях расположены над ограниченными сбросами блоками с моноклинальным залеганием подсолевых отложений. Своды межсолевых антиклиналией обычно смещены на 1–3 км от наиболее поднятых частей подсолевых блоков вниз по падению отложений. Такие поднятия многочисленны и расположены в поднятых частях ступеней.

Установлено несогласное залегание межсолевых отложений по отношению к подсолевым в опущенных крыльях сбросов большой амплитуды. При моноклинальном погружении подсолевых отложений к разломам межсолевые отложения в результате резкого увеличения мощности нижней соленосной толщи воздымаются в этом же направлении.

Антиклинали в межсолевых отложениях могут быть расположены в опущенных крыльях сбросов над моноклиналью подсолевых отложений, а также над разрывными нарушениями в подсолевых отложениях, которые затухают уже в нижней соленосной толще. Антиклинали в нижнесолевых отложениях часто совпадают в плане с моноклиналью подсолевого ложа. Подобные антиклинали образованы соляным тектогенезом.

В качестве отдельных типов соотношений межсолевых и подсолевых структур обособлены раздувы межсолевых отложений (возможно, рифогенного происхождения) и локальные уменьшения их мощности (предполагаемые врезы), расположенные на моноклинали подсолевого ложа. В северо-восточной части прогиба, в верхней части межсолевых отложений, содержащих органические постройки, выделяются структуры облекания палеовулканических куполов.

На уровне верхнефаменской соленосной формации происходит переход от блоково-пликативного стиля строения осадочной толщи к пликативному. Это связано прежде всего с затуханием большинства высокоамплитудных и всех малоамплитудных разломов, а также с активным проявлением галокинеза верхнесоленосной формации. Выделяемые по ее поверхности пликативные структуры (купола, брахиантиклинали, структурные носы, мульды, синклинали и структурные заливы) в большинстве случаев достаточно уверенно объединяются в протяженные валы и синклинальные зоны субширотного простирания. Валы расположены в поднятых частях ступеней и приурочены в основном к поднятым крыльям разломов, тогда как синклинальные зоны тяготеют к опущенным частям ступеней.

Надсолевые отложения палеозоя в общем наследуют структурный план поверхности верхнефаменской соленосной формации. При этом большинство структурных форм вверх по разрезу выполаживается. Мезозойско-кайнозойские этажи образуют Припятско-Днепровскую (Украинскую) синеклизу с отражением большинства локальных структур верхней соленосной толщи и надсолевого палеозойского этажа.

1.3. Индикационные показатели палеогеодинамических обстановок накопления платформенных формаций

1.3.1. Запад Восточно-Европейской платформы: типизация формаций чехла и индикационных показателей палеогеодинамических обстановок

Формационные (литодинамические) ряды платформенных чехлов маркируют трансформацию геодинамических обстановок, обусловленных сменой стадий геодинамического цикла Вильсона. Эти стадии лишь косвенно отражаются в отложениях наплатформенных морей. Литодинамические ряды здесь характеризуются направленной (трансгрессивной и регрессивной) или так называемой маятниковой последовательностью формаций. В идеальном виде направленные ряды образуют, в соответствии с представлениями С. Н. Бубнова [40], начальную-трансгрессивную, инундационную, начальную-регрессивную и эмерсивную секции полного литодинамического ряда (структурно-формационного комплекса).

В составе рифейско-фанерозойских формаций чехла запада ВЕП в пределах Беларуси и сопредельных территорий выделяется несколько вертикальных последовательно сменяющих друг друга в разрезе формационных (структурно-формационных, литодинамических) комплексов или рядов. Они разделены региональными перерывами и структурными несогласиями, а в геохронологическом отношении соответствуют основным тектоническим этапам развития региона: готскому (квазиплатформенные образования предположительно нижнерифейского возраста), дальсландскому и раннебайкальскому (катаплатформенные образования среднего-верхнего рифея и нижнего венда) и более поздним плитным этапам – позднебайкальскому, герцинскому и киммерийско-альпийскому.

В платформенном чехле территории региона авторами обособлены формации по преобладанию формациеобразующих пород, слагающих устойчивые парагенезы в понимании Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. М. Цейслера – 28 терригенных (алюмосиликатных) и карбонатно-терригенных формаций, 9 карбонатных, 3 сульфатно-хлоридные (галогенные), 8 магматических формаций. Обобщение результатов формационных исследований авторов с учетом данных Л. Ф. Ажгиревич, Н. В. Аксаментовой, Н. В. Веретенникова, Г. В. Зиновенко, В. З. Кислика, В. П. Корзуна, С. А. Кручека, А. С. Махнача, Н. С. Петровой и других исследователей позволяет определить формационные индикаторы геодинамических режимов.

Терригенные (алюмосиликатные) формации. Данные формации выявлены во всех структурно-формационных комплексах платформенного чехла региона; в них преобладают обломочные

и глинистые породы. Так как глинистые минералы нередко имеют аутигенное происхождение, понятия «терригенные» и «алюмосиликатные» не являются синонимами. Но при характеристике терригенных формаций в качестве парагенезов формациеобразующих пород в основном подразумеваются образования алюмосиликатного петрогенетического состава. Наряду с обломочными и глинистыми к формациеобразующим породам этой группы относятся и карбонаты при непременном преобладании в каждой формации терригенных разностей. Терригенные и смешанные карбонатно-терригенные формации в платформенном чехле региона резко преобладают относительно иных типов формаций. Они почти полностью слагают доплитные комплексы, доминируют в верхнебайкальском и киммерийско-альпийском плитных комплексах. Эти формации составляют 70–75 % от суммарной мощности платформенного чехла региона.

Стадиально-геодинамическая индикация. Индикационные показатели палеогеологической (в том числе палеогеодинамической) обстановки седиментации терригенных формаций отражаются составом обломочных пород (кварцевых, аркозовых, граувакковых) и соотношением их основных компонентов (моно-, олиго- и полимиктовые образования), а также минералогическим составом глин. Преобладание терригенных формаций в регионе обусловлено прежде всего тем, что в позднем рифее, раннем венде, карбоне, а также в перми, триасе и кайнозое преобладали геократические условия, отразившиеся в накоплении алюмосиликатного петрофонда. Терригенная седиментация стимулировалась также продолжительными по времени (от 10–20 до 200 млн лет) восходящими тектоническими движениями на значительной части территории запада ВЕП.

Формации рассматриваемого типа пространственно связаны с прогибами и незрелыми «синеклизами» рифея и раннего венда, краевыми зонами морских бассейнов седиментации, заполнявшими ортоплатформенные синеклизы позднего венда и фанерозоя. Строение и состав терригенных ортоплатформенных формаций (сформировавшихся главным образом в отрицательных структурах, занятых шельфовыми морями) наиболее полно отражают главные особенности бассейнового осадконакопления (обусловленные тектонической обстановкой, климатом, степенью удаленности от суши) и, таким образом, более четко фиксируют их общий седиментационный фон.

Характерные особенности строения конкретной формации, ее положение в направленных литодинамических рядах трактуются для плитных этапов (т. е. начиная с конца раннего венда) как геодинамически и стадиально predetermined. Наиболее полно это проявилось в направленном герцинском литодинамическом ряду, в котором терригенные и карбонатно-терригенные формации преобладают в начально-трансгрессивной, регрессивной и эмерсивной тектоно-седиментационных секциях герцинского комплекса Припятского прогиба.

Терригенные и карбонатно-терригенные сланце-, угле- и бокситоносные формации регрессивной стадии образовались в условиях преимущественно перекомпенсированного прогибания Припятского рифта. Терригенные формации свойственны трансгрессивным секциям редуцированных верхнебайкальского и каледонского комплексов.

В ритмично построенных маятниковых формационных рядах типа киммерийско-альпийского особое значение приобретают отдельные формации, отражающие сингенетичную геодинамическую обстановку [8]. Так, накопление кремнисто-глауконитовой фосфатоносной формации приурочено к основным рубежам сапропелеобразования и трансгрессиям в поздней юре, раннем мелу, альбе, сеномане и эоцене; это событие коррелируется с раскрытием Атлантики. С этими же процессами связан генезис регионально выдержанного горизонта карбонатных песчаников и алевролитов с гетитом и шамозитом в среднекембрийских отложениях, оолитово-шамозитовых глин – в готеривском, глауконитово-кварцевых песках с включением галек фосфоритов – в валанжинском ярусах нижнемелового отдела. Появление силикатов железа в юрских, меловых и палеогеновых отложениях запада ВЕП характеризует существование особых условий седиментации в мелководных эпиконтинентальных морях. Железо, появившееся первоначально в латеритах, могло выноситься реками с прибрежной суши. Реакционноспособный кремнезем, необходимый для образования лептохлоритов и глауконита, мог поступать из зоны выветривания изверженных пород либо был непосредственно связан с интенсивным вулканизмом, сопровождавшим эпизоды спрединга Атлантики в мезозое и кайнозое и глобально влиявшим на седиментогенез [159]. Горизонты лептохлоритов, в частности шамозитов, маркируют фазы развивающихся трансгрессий и регрессий в регионе.

Карбонатные формации. В платформенном чехле запада ВЕП карбонатные породы выявлены в более узком стратиграфическом диапазоне, чем терригенные – от вендских до верхнемеловых отложений включительно. Кроме эйфельско-среднефранского и мелового осадочно-породных бассейнов карбонатные и терригенно-карбонатные формации имеют ограниченное распространение, охватывая в основном центриклинальные части Подляско-Брестской впадины и Балтийской синеклизы, а также территорию Припятского прогиба.

Карбонатные и терригенно-карбонатные формации латерально и вертикально сопряжены в основном с терригенными и изредка – с галогенными и магматическими (вулканогенными) формациями. Поэтому неслучайно в парагенезе доминирующих карбонатов присутствуют характерные для смежных формаций породы. Кластогенный материал песчаников, алевролитов и глин терригенно-карбонатных формаций в общих чертах сохраняет минеральные особенности, выявленные при анализе терригенных парагенезов пород. Отмечается также определенное влияние эксплозивного вулканизма и гидротерм, способствующих локальному или зональному развитию органической жизни и специфическому аутигенному минералообразованию.

Древнейшее карбонатообразование на западе ВЕП, приуроченное к раннему венду (завершающая стадия раннебайкальского этапа), не привело к образованию самостоятельной формации. Специфические первично-седиментационные хемогенные и биогенные (микрофитолитовые и строматолитовые) доломиты, накопившиеся в центриклинальной части на юго-западе Оршанской палеовпадины, представлены пластами мощностью 0,4–3 м. Они являются второстепенным элементом в парагенезе пород доломито-алевролитно-песчаной формации (лапичская свита). Участками микрофитолитовые и строматолитовые доломиты образуют небольшие органогенные постройки типа калиптов и биостром.

Полноценные карбонатные формации накапливались только на плитных этапах геологической эволюции запада ВЕП. При этом в основании ортоплатформенного чехла (верхнебайкальский комплекс) карбонатные формации отсутствуют.

Стадиально-геодинамическая индикация. В направленных вертикальных литодинамических рядах карбонатные и терригенно-карбонатные формации более всего тяготеют к нижним и средним их частям, т. е. маркируют, как правило, начально-трансгрессивную и инундационную секции, иногда – регрессивную секцию полноразвитых формационных комплексов. Карбонатные формации фиксируют максимальные фазы прогибания бассейнов и развития крупных морских трансгрессий. Подобная стадиально-геодинамическая индикация в полной мере характерна для герцинского комплекса, где карбонатные формации приурочены к начально-трансгрессивной и инундационной секциям. В каледонском комплексе они залегают в инундационной и регрессивной частях разреза, а в киммерийско-альпийском комплексе маркируют нижнюю часть малого альб-плиоценового формационного ряда.

Можно констатировать, что карбонатные формации платформенного чехла запада ВЕП существенно различаются по составу и генезису и их смена во времени зависела от общей эволюции биосферы, палеотектонических и седиментологических обстановок. Это отразилось и в появлении «полноценных» карбонатных формаций только в плитных комплексах чехла.

Сульфатно-хлоридные (галогенные) формации. Данные формации выявлены на территории Припятского и Днепровского прогибов, Московской синеклизы, Польско-Литовской впадины, Львовско-Люблинского прогиба. Парагенетические ассоциации пород этого типа на западе ВЕП известны только в образованиях герцинского комплекса. В геологической истории развития региона зафиксированы две стадии мощного соленакопления – девонская и, в меньшей степени, пермская. Галогенные формации Припятского прогиба изучены весьма детально. На протяжении длительного времени (с конца пятидесятых годов прошлого века и до начала нынешнего) галогенные формации прогиба изучались группой геологов под руководством В. З. Кислика и Ю. И. Лупиновича. Наиболее полное обобщение по геологии галогенных образований прогиба выполнил Э. А. Высоцкий [53]. Эти результаты положены в основу общей характеристики галогенных формаций.

Самое древнее соленакопление генетически ассоциирует с глинисто-мергельно-доломитовой формацией эйфельского яруса, которая является базальной в герцинском ряду формаций Припят-

ского прогиба. Соленосные отложения в названной формации развиты локально в северной зоне Припятского прогиба. Пласты соли мощностью от 1–2 до 20 м (чаще 9–12 м) приурочены к нижней части формации. Они перемежаются с прослоями доломитов, ангидритов и глин. Отличительными чертами эйфельского соленакопления являются: накопление преимущественно галита серого и темно-серого цвета, основная масса которого в той или иной степени перекристаллизована; низкое содержание кальция в подстилающих отложениях и присутствие довольно мощной сульфатной пачки в их кровле; преобладание среди карбонатных пород доломитов. Одновозрастные соленосные отложения выявлены в юго-западной части Московской синеклизы на сопредельной с Беларусью площади (около 80 тыс. км²). Здесь толща каменной соли мощностью 30–53 м содержит прослои доломита и единичные слои ангидрита и глины. К краевым частям бассейна отложения каменной соли выклиниваются.

Значительно более мощное соленакопление характерно для позднего девона Припятского прогиба. В его пределах формировались две хлоридные (галогенные) формации: франская галитовая (евлановско-домановичская) и фаменская калиеносно-галитовая (лебедянско-стрешинская). Общей их чертой является наличие терригенных, карбонатных и сульфатных пород, содержание которых иногда достигает 48–90 %. Франская хлоридная (галогенная) формация образована парагенезом каменной соли, ангидритов, известняков, доломитов и мергелей суммарной мощностью до 1140 м. Соленосные отложения развиты на площади 21 тыс. км². По составу соляных пород, представленных главным образом каменной солью и в значительном объеме сильвинитом, франская галогенная формация однотипна с эйфельскими соленосными образованиями. Они отнесены к бессульфатному хлоридному типу соленосных формаций. Более разнообразны по условиям образования и карбонатные породы формации. Здесь кроме доломитов постоянно присутствуют известняки – водорослевые, биоморфные и хемогенные (криптозернистые и оолитовые). Существенным отличительным признаком является также отсутствие выдержанных пластов сульфатов. Пространственно франская галогенная формация Припятского прогиба на востоке сопряжена с аналогичной формацией Днепровско-Донецкого прогиба. Они имеют и близкий стратиграфический объем.

Формирование фаменской калиеносно-галитовой формации соответствовало широкому развитию на западе Русской плиты бассейнов с повышенной соленостью, что выразилось в накоплении доломитовых (Польско-Литовская впадина, Львовско-Люблинский прогиб), а также доломитовых и гипсоносных (Московская синеклиза) фаций. Соленакопление происходило только в Днепровско-Донецком и Припятском прогибах. Мощность соленосной формации колеблется в больших пределах и достигает максимального значения 3250 м. Собственно галогенные образования развиты на площади 23 тыс. км². Соленосность в среднем составляет 60–70 %. В соленосном разрезе формации выделяются две субформации: нижняя – галитовая и верхняя – глинисто-галитовая калиеносная.

Нижнепермская галогенная формация выявлена в Припятском прогибе только на небольшом участке в его центральной части [173]. Объем формации, согласно Э. А. Высоцкому [53], составляет около 100 км³. Латерально во всех направлениях она сопряжена с сульфатоносными глинисто-известняковыми фациями. Соленосные отложения нижней перми ассоциируют в разрезе с красноцветными глинистыми, глинисто-песчано-алевритовыми и алеврито-песчаными пластами и пачками. Соленосные пачки мощностью 40–135 м сложены в основном галитом. Калиеносные горизонты выявлены пока в двух скважинах Свободской площади. В скв. 1 калиеносные отложения, представленные сильвинитом, а также карналлитом, переслаиваются с каменной солью. В скв. 2 определены существенно новые типы солей – сульфатно-магниевые. В ней встречаются карналлитовые, карналлит-бишофитовые, кизерит-карналлитовые, карналлит-кизеритовые и карналлит-галитовые породы. По парагенезу соляных минералов калиеносные горизонты Свободской площади Припятского прогиба сопоставляются с аналогичными отложениями, развитыми в краматорской свите на северо-западе Днепровского прогиба. Таким образом, наиболее активным соленакоплением на юго-западе ВЕП в палеозое характеризуются 2 палеорифта – Припятский и Днепровско-Донецкий. В Припятском прогибе на протяжении двух стадий четырежды создавались благоприятные условия для формирования солей, в Днепровском – трижды. На всех фазах соле-

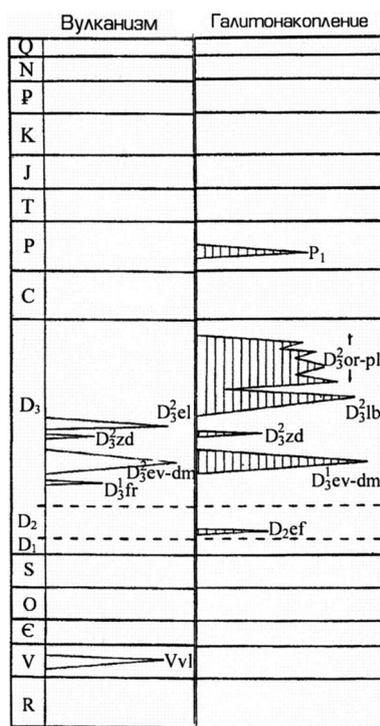


Рис. 1.4. Схема сопоставления этапов вулканизма и галитонакопления в Припятском прогибе (по Э. А. Высоцкому [53])

накопления, за исключением эйфельской, кроме галита происходило образование калийных солей, однако качественный их состав изменялся во времени.

Стадиально-геодинамическая индикация. Накопление мощных девонских галогенных формаций связано с главной стадией рифтинга Припятского прогиба и сопряжено с основными фазами растяжения и максимальными скоростями прогибания. Фазы девонского галогенеза и вулканизма тесно связаны между собой во времени и пространстве (рис. 1.4).

Фазы эксплозивно-эффузивного магматизма предшествовали, сопутствовали либо происходили между этапами накопления солей. Франское и фаменское соленакопление в Припятском и Днепровском прогибах сопряжено с наиболее активными фазами рифтогенеза, поэтому, естественно, условия накопления формации существенно отличались от эйфельских. Садка солей происходила в относительно изолированном палеобассейне. Интенсивное погружение Припятского прогиба протекало на фоне постепенного сокращения акватории морского бассейна Русской плиты, что способствовало его изоляции и формированию хлоридных солей. Галогенез проявлялся пульсационно, неоднократно прерываясь сульфатно-глинисто-карбонатным осадконакоплением, что и обусловило ритмичное строение франской галогенной формации.

Накопление нижнепермской галогенной формации происходило в иных геологических условиях по сравнению с позднедевонскими – на стадии пострифтовой относительной инверсии

и формирования молассоидов заключительной стадии герцинского этапа в зоне замыкания Днепровско-Припятского бассейна. Поэтому седиментогенез галогенных пород, согласно Э. А. Высоцкому [53], был связан с рассолами, разгружавшимися из подстилающих отложений, и продуктами разрушения и растворения девонских соленосных отложений, находившимися в зоне гипергенеза. Солевой баланс регулировался остаточными неметаморфизованными морскими водами и водами континентального стока в условиях резко выраженного аридного климата.

Магматические формации. Формации этой группы генетически связаны с проявлением вулканизма в раннем и среднем рифее, раннем венде и позднем девоне и несут важнейшую информацию о синхронных геодинамических обстановках и структурах, контролирующих эти формации.

Квазиплатформенный готский комплекс включает древнейшие вулканогенные образования платформенного чехла. В пределах Беларуси они образуют бобруйскую серию. В Овручской грабен-синклинали к этому комплексу отнесена збраньковская свита овручской серии. Характеристика формациеобразующих пород готского и дальсландского комплексов приведена по данным Н. В. Веретенникова, А. С. Махнача и В. И. Шкуратова [43] с учетом материалов В. Я. Бесоновой и О. Ф. Кузьменковой.

Трахиандезитовая и риолит-диабазовая нижнерифейские формации приурочены к Овручской грабен-синклинали, Бобруйской и, возможно, Климовичской одновозрастным впадинам [43; 225]. В двух последних структурах происходило становление малых интрузий и дайковых образований от ультраосновного до ультракислого состава. Нижняя часть збраньковской свиты образована покровами диабазов и кварцевыми порфирами, а верхняя – лавовыми покровами в диапазоне от диабазов до трахиандезитовых порфиритов. Нормально-осадочные породы представлены грубозернистыми песчаниками, гравелитами и реже – конгломератами. Малые интрузии и дайки, отражающие тектоно-магматическую активизацию квазиплатформенного этапа, включают габбро-долериты, долеритовые порфиры, долерито-базальты. Выделяют и самостоятельные дайковые образования: диабазовые, ортофир-кварц-порфиритовые и лампрофиритовые.

Катаплатформенные дальсландский и нижнебайкальский комплексы, по данным В. Я. Бесоной [178], включают магматические образования на разных стратиграфических уровнях среди красноцветных терригенных накоплений среднего рифея (полеская серия Волынской палеовпадины, крестцовская свита одноименного прогиба). В пределах Волынской палеовпадины вулканиды развиты локально и представлены пластами оливковых габбро-диабазов мощностью 20–39 м, под небольшим углом пересекающими полесские красноцветы. Средняя толща красноцветов полесской серии залегает с перерывом над габбро-диабазами, а взрывная деятельность проявилась уже во время ее формирования. Это определяется большим содержанием в названной толще обломков эффузивов и пирокластичности основного состава.

В Крестцовском прогибе на сопредельной с Беларусью территории в одноименной свите установлены две вулканогенно-осадочные толщи, разделенные мощными терригенными красноцветами. В нижней толще выявлены покровы эффузивов, пласты и жилы интрузий основных пород (базальты, долериты, диабазы, диабазовые порфиры и др.) и красноцветные песчаники. Изотопные датировки абсолютного возраста диабаза и диабазового порфира составляют 1245–1350 млн лет. Верхняя часть нижней толщи образована лавовыми потоками основного состава. Верхняя толща сложена лавобрекчиями, туфами и туффитами, которые чередуются с прослоями красноцветных песчаников. Общая мощность вулканогенных образований верхней толщи составляет 128–153 м. Грубозернистость и текстурные признаки продуктов взрывной деятельности свидетельствуют об их накоплении вблизи очагов вулканизма в наземных условиях. Состав пирокластического материала отражает его ювенильное происхождение без признаков дальнего переотложения. Он представлен обломками лимонитизированных гиалобазальтов, шлаковых образований, хлоритизированного стекла, терригенных компонентов и цементирующей массы пирокластического происхождения.

Изложенный материал показывает, что магматические образования дальсландского и раннебайкальского катаплатформенных этапов на сопредельной с Беларусью территории Волынской палеовпадины и Крестцовского прогиба представлены вулканогенными породами. При этом в первой из названных структур преобладают субвулканические фации, а во второй – взрывные фации, связанные с деятельностью «туфовых вулканов».

Верхнебайкальский комплекс характеризуется развитием волынской (вендской) трапповой надформации. Она выявлена Н. В. Веретенниковым, Б. Я. Воловник, А. С. Махначом, З. Г. Ушаковой вдоль западного края ВЕП, субпараллельно линии Тейссейра – Торнквиста (ТТ) и протягивается на 770 км с северо-запада на юго-восток от г. Белосток (Польша) до г. Котовска (Молдова). Максимальная мощность эффузивно-осадочных образований достигает 600 м. Они залегают на разновозрастных терригенных образованиях рифея – нижнего венда и перекрываются нормально-осадочными терригенными отложениями валдайской серии верхнего венда и балтийской серии нижнего кембрия. На территории Беларуси трапповая формация наиболее полно изучена А. С. Махначом и Н. В. Веретенниковым [148], в последнее время – О. Ф. Кузьменковой [128]. Формирование всей толщи пород верхнебайкальского комплекса происходило в пределах Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий – пассивной окраины ВЕП в венде – раннем палеозое [57; 63; 95].

Волынская трапповая надформация является бимодальной и состоит из трех формаций: базальтовой, дацит-липаритовой и субвулканической габбро-диабазовой. Вулканиды основного состава преобладают и тяготеют к нижней секции формационного разреза, где выделяются 3 подтолщи. Вулканиды среднего и кислого состава (андезиты, андезитовые порфиры, дацит-андезиты, дацитовые порфиры) залегают в его средней и верхней частях и развиты только на территории современной Подляско-Брестской впадины. Выделяется также и верхняя подтолща основных эффузивных пород, но она распространена лишь на севере впадины. Характер размещения отдельных субформаций трапповой надформации и закономерности изменения их мощностей свидетельствуют о миграции центров вулканической деятельности в пределах Балтийско-Приднестровской системы с юга на север и постепенном ее затухании на юге [97]. Самая нижняя формация развита только на юге этой системы. Наибольшие мощности отдельных субформаций увеличиваются с юга на север.

Вулканическая деятельность проявилась главным образом в виде трещинных излияний. Вулканы центрального типа, лавы среднего и кислого состава играли подчиненную роль. В составе волинской трапповой надформации выделяется также гипабиссальная формация – интрузии габбро-диабазов [48]. К Волинскому палеопргибу приурочено мощное (до 108 м) тело (силл) протяженностью в сотни километров, полого секущее осадочные породы рифея. Неизменные разности пород представлены габбро-долеритами. Имеется также единичная находка дайки, сложенной пикритовым габбро.

Отличительная особенность петрохимии волинских вулканитов – невысокое содержание K_2O в породах, мало подвергшихся вторичным изменениям. В эффузивах южной части Подляско-Брестской впадины оно составляет 0,19–0,41 %, увеличиваясь в северном направлении в среднем до 1,9 % [148]. Минимальное содержание K_2O (всего 0,12 %) отмечено в породах дайкового комплекса [48].

Результаты исследований О. Ф. Кузьменковой [128; 129] позволили существенно уточнить петрографический состав и геохимические особенности вендской магматической формации запада ВЕП и определить геодинамические условия ее формирования. Показано, что в центральной и западной частях Волино-Брестской магматической провинции, наследующих области рифейского рифтогенеза с более проницаемой континентальной литосферой, распространены низкотитанистые базальты, в генезисе которых в существенной мере проявились процессы коровой контаминации, а в источнике их магм – компонент континентальной литосферы. Менее контаминированные высокотитанистые базальты приурочены к северо- и юго-восточной частям провинции с мощной литосферой. Результаты проведенных исследований позволили О. Ф. Кузьменковой, А. А. Носовой и Л. В. Шумлянскому сделать вывод о генетической связи вендского магматизма с плюм-литосферными процессами в комбинации с процессами коровой контаминации расплавов. Низкотитанистые базальты распространены в районах, наследующих зоны рифейского рифтогенеза, а высокотитанистые – на участках более мощной коры.

Герцинский комплекс включает магматические образования в пределах Припятской зоны рифтогенеза. Они относятся к щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации [82]. В настоящее время выявлено 2 поля развития формации. Основное поле занимает северо-восточную часть Припятского грабена, Брагинско-Лоевскую седловину и прилегающую к ним территорию Северо-Припятского плеча палеорифта. Формация состоит из двух толщ: верхнефранкской евлановско-домановичской и нижнефаменской елецкой. Толщи сложены эффузивно-пирокластическими породами (лавы, лавобрекчии, туфы). Это средние, основные и ультраосновные породы: субщелочные и щелочные трахиты, трахибазальты, нефелиниты, лейцититы, лимбургиты, анкаратрит-пикриты. Кроме собственно вулканических пород, вблизи палеовулканов, среди осадочных образований среднего и верхнего девона, скважинами вскрыты многочисленные пластовые интрузии (силлы и, возможно, дайки), представленные сиенит-порфирами, порфиrowыми пикритами, вогезитами, шонкинитами.

Второе поле верхнедевонских магматических образований приурочено к территории Северо-Припятского плеча и к зоне его сочленения со Жлобинской седловиной. Ранний щелочно-ультраосновной магматизм проявлен здесь в виде диатрем. Геофизическими методами выявлено около 100 аномалий трубчатого типа, 30 из которых уже подтверждены бурением как диатремы [180].

Стадиально-геодинамическая индикация. Магматические комплексы в ряду геологических индикаторов геодинамических обстановок – одни из наиболее информативных. Магматогенные образования квази-, ката- и ортоплатформенных этапов, дифференцированные по составу, времени проявления и площади развития, несут важную информацию о стадийности и уровне глубинности тектонических процессов. Эти формации в пределах запада ВЕП отражают стадии деструкции земной коры, кратонизация которой завершилась на квазиплатформенном этапе.

Для трахиандезитовой и риолит-диабазовой формаций квазиплатформенного этапа характерна тесная пространственная связь с плутоническими образованиями. Согласно Н. В. Аксаментовой и Р. Г. Гарецкому [225], возникновение этих магматических пород на рубеже раннего и позднего протерозоя свидетельствует о существовании в регионе зрелой коры континентального типа, а наблюдаемая автономность распространения вулканоплутонических формаций относительно структур фундамента свидетельствует об их несопряженности.

Вулканогенные формации, приуроченные к Овручской грабен-синклинали, Бобруйской и, возможно, Климовичской впадинам, рассматриваются многими исследователями как показатель ограниченного рифтогенеза. Габбро-диабазовая и базальт-диабазовая формации катаплатформенных этапов, которые выявлены на сопредельной с Беларусью территориях Волынской палеовпадины и Крестцовского прогиба, входящих в единую линейную зону Волынско-Оршанского и Среднерусского прогибов, свидетельствуют о рассеянном магматизме. В пределах Беларуси он отражал прерванный в развитии рифтогенез, а в Среднерусском авлакогене обладал всеми чертами «полноценного» рифта. Магматические формации ортоплатформенных позднебайкальского и герцинского этапов отражают полноразвитые деструктивные процессы, обусловившие формирование так называемых «поздних» авлакогенов (палеорифтов). Характеристика и палеогеодинамическая индикация герцинских формаций Припятского прогиба рассмотрены ниже в 1.3.2 и 1.3.3.

1.3.2. Припятский прогиб: герцинский формационный ряд и особенности синрифтовых формаций

Герцинский этап на западе ВЕП отличался высокой тектонической активностью и контрастностью вертикальных движений, которые обусловили накопление разнотипных формаций. Они отражали геодинамическую обстановку бассейнов и суббассейнов осадконакопления. Главным тектоническим событием стало формирование Припятско-Донецкого авлакогена, дальнейшее развитие Московской синеклизы (западный склон которой охватил значительную часть территории восточной и северной Беларуси), Балтийской синеклизы и Подляско-Брестской впадины. Высокоамплитудное прогибание в Припятском палеорифтовом бассейне обусловило накопление здесь наиболее полного герцинского формационного (литодинамического) ряда западной части ВЕП. На остальной территории региона герцинский комплекс представлен сокращенным или полностью редуцированным вертикальным рядом.

Особенности строения вертикальных формационных рядов Припятского палеорифтового и иных бассейнов седиментации позволяют подразделить наиболее полный по стратиграфическому объему герцинский комплекс Припятского прогиба на 3 малых формационных ряда: эмско(эйфельско)-среднефранский, верхнефранско-среднекаменноугольный и пермско-среднетриасовый. Малые формационные ряды отражают соответствующие стадии тектонического развития, рубежи которых между отдельными бассейнами могут быть скользящими.

Эмско(эйфельско)-среднефранская стадия на западе ВЕП началась в конце раннего девона опусканием Львовско-Люблинского прогиба и северо-западной (Балтийской) части региона. В эмский и эйфельский века отрицательные вертикальные движения охватывали западную часть Московской синеклизы и соподчиненный ей Припятский центриклинальный залив, а также северо-западный склон Украинского щита. К концу рассматриваемой стадии в юго-западной центриклинали Московской синеклизы началось обособление Припятского прогиба.

Эмско(эйфельско)-среднефранский малый ряд Припятской структурно-формационной зоны (СФЗ) Московской синеклизы слагается тремя сероцветными формациями: эмско-эйфельской глинисто-мергельно-доломитовой*, живетско-нижнефранской (полоцко-ланской) глинисто-алевролитопесчаной и среднефранской (саргаевско-семилукской) известняково-доломитовой. Общая мощность этих формаций увеличивается к северо-востоку от первых десятков метров на юго-восточной периферии Припятской СФЗ до 400–500 м по направлению к погруженной части склона Московской синеклизы, соответствующей приосевой зоне погребенной рифейско-ранневендской Оршанской впадины. В Припятской СФЗ наиболее активно прогибалась западная часть, где мощность формаций эмско(эйфельско)-среднефранской секции герцинского комплекса составляет 300–350 м. Поверхность фундамента характеризовалась региональным наклоном в северо-западном направлении, а структура платформенного чехла имела субширотное простирание.

Анализ парагенезов пород глинисто-мергельно-доломитовой, глинисто-алевролитопесчаной и известняково-доломитовой формаций эмско(эйфельско)-среднефранского малого ряда показывает, что они являются образованиями краевых зон обширных платформенных морских

* Эмские образования развиты только в северо-западной части Припятского прогиба [68].

бассейнов и примыкающих к ним приморских равнин. Поэтому диапазон фаций широк – от аллювиально-озерных и лагунных разной солености до относительно глубоководных с нормальной соленостью, сформировавшихся при чередовании гумидных и аридных обстановок.

Характерное для базальной глинисто-мергельно-доломитовой формации мелкоритмичное строение свидетельствует о неоднократной смене условий седиментации, гидродинамического и солевого режима, что отражается, в частности, прослоями галита в северной части Припятского прогиба. Мощность формации в пределах Припятского прогиба увеличивается от 10–20 до 90 м и к северо-востоку от прогиба, уже за его пределами, достигает 100–200 м. Литологический состав и текстурные особенности пород полоцко-ланской глинисто-алевролитно-песчаной формации отражают особенности ее накопления в мелководном бассейне. Мощность в пределах Припятского прогиба изменяется к северо-западу и северу от 80 до 220 м, в целом увеличиваясь в направлении центральной части Московской синеклизы.

Саргаевско-семилукская известняково-доломитовая формация сформировалась в условиях крупнейшей в позднем девоне трансгрессии. Мощность формации мало дифференцирована и изменяется в пределах до 60–80 м. В общем геодинамическая обстановка накопления эмско(эйфельско)-среднефранского малого ряда формаций определялась начальной фазой развития Московской синеклизы на герцинском этапе.

Многоформационный верхнефранско-среднекаменноугольный малый ряд отражает рифтовую стадию развития Припятского прогиба. Особенности синрифтовых формаций наряду с иными геологическими признаками характеризуют раннюю, главную и позднюю фазы развития рифтового грабена.

Ранняя фаза рифтовой стадии отражена накоплением верхнефранской (речицко-евлановской) доломито-известняково-мергельной сульфатной формации мощностью до 350 м. В парагенетической ассоциации пород формации преобладают мергели, известняки и доломиты. Специфическими элементами являются прослойки сульфатно-глинистых пород и ангидритов, встречающихся на разных стратиграфических уровнях. Подчиненное положение занимают прослойки песков, туфогенных пород, глин. Мощность и количество последних увеличивается вверх по разрезу. Особенности вещественного состава свидетельствуют о накоплении рассматриваемой формации в условиях открытого мелководного морского бассейна. Климатическая ситуация характеризовалась преобладанием гумидных переменного-влажных тропических и периодически аридных обстановок.

В главную фазу рифтогенеза образовались верхнефранская (евлановско-ливенская) галогенная галитовая (мощностью до 1140 м), нижнефаменская (домановичско-петриковская) песчано-глинисто-известняковая межсолевая (мощностью до 1000 м и более), среднефаменская галогенная калиеносно-галитовая (мощностью до 1500 м, в диапирах – до 3250 м) формации и сопряженная с ними щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная формация. К формациям главной фазы рифтогенеза относится и верхнефаменская (полесская) известняково-мергельно-глинистая сланценосная толща. Все эти формации характеризуются значительными колебаниями мощности и резкой изменчивостью строения и парагенезов пород не только в целом по территории прогиба, но и в пределах локальных структур.

Формации ранней и главной фаз рифтинга Припятского прогиба генетически связаны с вулканизмом, проявлением магматизма в трубках взрыва, соленакоплением и полифациальной обстановкой недокомпенсированного, компенсированного и перекомпенсированного прогибания. Щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная формация проявилась в вулканической и субвулканической формах. Начало ее формирования предвдвывает и совпадает по времени с позднефранским соленакоплением. Завершение последнего эпизода вулканизма соответствует накоплению полифациальной межсолевой формации. Эти процессы маркируют время активного раскрытия Припятского рифта и соответствуют, как отмечалось выше, времени накопления двух галогенных формаций и разделяющей их межсолевой песчано-глинисто-известняковой, а также венчающей разрез девона известняково-мергельно-глинистой сланценосной формации.

Франская галитовая формация накапливалась в полуизолированном бассейне на фоне сокращения морской акватории Русской плиты, усиления изоляции Припятско-Днепровско-Донецкого

бассейна в условиях интенсивного прогибания Припятского палеорифта [87]. Фаменская калиеносно-галитовая формация образовалась, по мнению В. З. Кислика, в условиях изолированности бассейна в относительно глубокой котловине его центральной части. «Шельфовая» периферическая область, по оценке В. З. Кислика и Э. А. Высоцкого, была приподнята относительно котловины на 350–700 м. Существенная расчлененность рельефа и различная удаленность бассейна седиментации от источников сноса привели к одновременному накоплению разнотипных осадков. В глубоких частях бассейна происходило образование солей в условиях перекомпенсированного осадконакопления, а на более высоких геоморфологических уровнях – преимущественно сульфатных и карбонатных (без каменной соли) или глинисто-терригенных образований [87].

Исключительное разнообразие парагенезов пород полифациальной межсолевой формации (ангидритов, доломитов, известняков, мергелей, глин, песчаников, алевролитов и локально – каменной соли) отражает сложное сочетание физико-географических обстановок седиментации. Формирование некомпенсированной глубоководной котловины центра бассейна, ограниченной на юге – терригенными, а на севере – карбонатными «шельфами», привело к созданию условий для образования этой уникальной по строению формации главной фазы рифтогенеза.

Общая регрессивная направленность палеогеографических условий Припятского прогиба, которая проявилась со времени формирования фаменской калиеносно-галитовой галогенной толщи, видна и при анализе надсолевых девонских и ниже-среднекаменноугольных отложений, образованных, соответственно, в конце главной и в заключительной фазе стадии рифтогенеза.

Верхнефаменская известняково-мергельно-глинистая сланценосная формация мощностью до 1300 м, перекрывающая фаменскую калиеносно-галитовую, накапливалась в изменяющихся условиях мелководного бассейна. Локальные волны трансгрессии сменялись регрессиями, и морская акватория трансформировалась в усыхающий бассейн с застойным режимом вод. Вышезалегающие ниже-среднекаменноугольные формации поздней фазы рифтогенеза – глинисто-песчаная каолинитово-угленосная (мощностью до 1400 м), паралическая известняково-песчано-глинистая угленосная (до 540 м) в объеме башкирского яруса и песчано-глинистая в объеме московского яруса (до 360 м) – формировались в обстановках континентального и прибрежно-морского литогенеза преимущественно в гумидном климате. Как отмечают В. К. Голубцов и В. И. Толстошеев [68], стратиграфическая полнота и мощность разрезов каменноугольных отложений зависят от тектонической позиции: на соляных куполах и антиклиналях они либо отсутствуют, либо представлены отложениями нижнего отдела. В синклиналиях и мульдах развиты представительные разрезы формаций ниже-среднекаменноугольного возраста.

В общем, мощности формаций позднерифтовой фазы характеризуются резко выраженной изменчивостью по простиранию. Особенностью парагенезов пород является широкое развитие пестроцветных образований, ритмичное строение толщ. В континентальных условиях накапливались бокситосодержащие глины глинисто-песчано-каолинитовой угленосной формации, а позднее в процессе эпигенеза формировались и давсониты. Отдельные трансгрессии со стороны Днепровской впадины, Московской синеклизы способствовали образованию карбонатных осадков. Завершающая разрез осадочных образований синрифтового ряда пестроцветная песчано-глинистая формация в объеме московского яруса накапливалась в условиях приморской равнины. В целом, все каменноугольные формации Припятского прогиба обладают набором пород, типичных для эпиконтинентальных или континентальных седиментационных бассейнов с гумидным климатом, временами – с элементами аридизации.

Пострифтовый пермско-среднетриасовый малый ряд формаций Припятского прогиба завершает разрез всего герцинского формационного ряда. Эта верхняя часть герцинского комплекса, отделенная от рифтовых формаций позднекаменноугольным и отчасти раннепермским перерывом, представлена нижнепермской (ассельско-сакмарской) молассоидной галогенной калиеносно-галитовой формацией и парагенезами, включающими красноцветные породы предположительно верхнепермского возраста (татарский ярус) и пестроцветные толщи нижнего и среднего триаса. Формациям присуще неустойчивое строение разрезов по вертикали и латерали, частые перерывы. Наличие среди типично терригенных пород песчаных фаций с карбонатными оолитами, известковых глин и мергелей показывает, что рассматриваемые формации полигенетичны.

Таким образом, герцинским формациям пред-, син- и пострифтовой стадий развития Припятского прогиба присущи следующие главные особенности. Формации начальной и заключительной стадий образовались при конседиментационном опускании в мелководных условиях. Начальная фаза рифтинга соответствовала бассейну с мелководно-морскими фациями, заключительная – прибрежно-морскими и озерно-аллювиальными. Основные формации главной фазы рифтогенеза – межсолевая и галогенная калиеносно-галитовая – накапливались преимущественно в условиях доседиментационного рельефа, когда центральная часть палеорифта представляла собой глубоководную котловину. Трансгрессивная направленность выявлена для формаций начальной и большей части главной фаз прогибания палеорифта, регрессивная – конца главной и поздней фаз рифтогенеза.

Образованному на предрифтовой эмско(эйфельско)-среднефранской стадии малому ряду формаций свойственны следующие типы разрезов. Полиформационный тип объединяет полный трехформационный ряд (включающий глинисто-мергельно-доломитовую, глинисто-алеврито-песчаную и известняково-доломитовую формации) и слабо редуцированный двухформационный ряд (в составе которого отсутствует верхняя саргаевско-семилукская известняково-доломитовая формация). Моноформационный тип представлен только нижней формацией эмско-эйфельского возраста.

Пространственное размещение разнотипных разрезов эмско(эйфельско)-среднефранского малого формационного ряда отражает тектоническую обстановку в пределах Припятской СФЗ и сопредельной территории Московской синеклизы. Полноразвитый трехформационный тип охватывает почти всю Припятскую СФЗ и восточную, в палетектоническом плане наиболее глубокую часть Оршанской СФЗ. Двухформационный тип разреза выполняет узкую меридиональную полосу Оршанской СФЗ. Моноформационный тип маркирует крайний запад Припятской и запад Оршанской СФЗ – наиболее приподнятую в тектоническом плане центриклинальную часть Московской синеклизы. Область денудации на рассматриваемой стадии была приурочена к Центрально-Белорусской и Брестской СФЗ.

Синрифтовая позднефранско-среднекаменноугольная стадия герцинского этапа определялась, прежде всего, формированием Припятского рифта и оформлением западного моноклиналиного борта Московской синеклизы. В пределах последней граница зон седиментации по сравнению с первой стадией герцинского этапа переместилась к востоку. Фазы рифтогенеза в Припятской зоне сопровождалась различными по величине вертикальной амплитуды дифференцированными отрицательными движениями и накоплением разнотипных формаций.

Воронежско-евлановская и евлановско-фаменская секции формационного ряда, соответствующие начальной и главной фазам прогибания Припятского рифта, включают следующие типы разрезов. Полиформационный тип слагают полные шести- и пятиформационный ряды, слабо редуцированные четырех- и трехформационный и сильно редуцированный двухформационный ряды. Полный шестиформационный ряд занимает небольшой участок северо-восточной части Припятской СФЗ, фиксируемый районом сочленения щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной и нормально-осадочными формациями. Этот вертикальный ряд образован доломито-известняково-мергельной сульфатоносной, галогенной галитовой, песчано-глинистой известняковой, галогенной калиеносно-галитовой, щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной и известняково-мергельно-глинистой сланценосной формациями. Пятиформационный ряд, в котором, по сравнению с вышеописанным типом, отсутствует ультраосновная щелочная формация, охватывает почти всю Припятскую СФЗ, исключая ее периферийные районы. Протяженные линейные субширотные участки контролируют размещение слабо редуцированного четырехформационного ряда в северной, центральной и южной частях прогиба. Этот ряд образован сланценосной, двумя галогенными и воронежско-евлановской доломито-известняково-мергельной формациями. Старобинская и Туровская центриклинальные депрессии Припятского прогиба выполнены трех-, двух- и моноформационным рядами с различными сочетаниями формаций в вертикальных разрезах.

Нижне-среднекаменноугольная секция синрифтового малого ряда, соответствующая заключительной фазе прогибания Припятского палеорифта, включает глинисто-песчано-каолинитово-угленосную, известняково-песчано-глинистую угленосную и песчано-глинистую формации.

Пространственное размещение формаций этой секции определяется следующими типами разрезов: полным трехформационным, слабо редуцированным двухформационным, сильно редуцированным моноформационным. По сравнению с ранней и главной фазами рифтинга Припятского прогиба существенно уменьшается площадь распространения полных и слабо редуцированных разрезов формаций, образованных в заключительную фазу рифтинга. Полный трехформационный и слабо редуцированный двухформационный ряды охватывают наиболее погруженные участки тектонических ступеней и приосевого грабена. Большую часть территории Припятской СФЗ охватывают моноформационный и редуцированный двухформационный ряды.

Из вышеизложенного следует, что фазы рифтогенеза, пред- и пострифтовая стадии герцинского этапа развития Припятского прогиба характеризовались специфическим набором формаций и их существенно различающимися мощностями. Фаза активного растяжения и прогибания земной коры маркируется генезисом щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации и накоплением галогенных, песчано-глинисто-известняковой и горючесланцевой формаций большой мощности. Климатические условия определялись положением западной части ВЕП в северной приэкваториальной зоне [101]. Чередование сухого и влажного жаркого климата способствовало формированию галогенных формаций в главную фазу рифтогенеза и образованию угленосных и бокситоносных формаций в позднюю фазу, уже в обстановке затухающего растяжения и прогибания. Пострифтовое сжатие и относительная инверсия в позднем карбоне и отчасти в перми обусловили накопление нижнепермской молассоидной галогенной формации. Если предрифтовое растяжение, ранняя и главная фаза рифтогенеза в Припятском прогибе совпадают по времени с началом растяжения и рифтообразования в Северо-Атлантическом секторе и рифтингом в Корнуэл-Реногерцинском линейном элементе, то пострифтовое сжатие в прогибе в позднем карбоне и перми хронологически совпадает с окончательным закрытием Герцинско-Аппалачского океана, общим подъемом и эрозией значительной территории ВЕП, Среднеевропейской плиты и альпийско-варисийского обрамления последней. Общая схема корреляции геодинамических событий на герцинском этапе в Припятском прогибе и сопредельных бассейнах ВЕП изложена в 3.2.

1.3.3. Магматическая формация Припятского прогиба – индикатор геодинамической обстановки внутриконтинентального рифтогенеза

Повышенная деструкция и проницаемость земной коры в геодинамической обстановке растяжения сопровождалась интенсивным магматизмом. В пределах Припятской зоны рифтогенеза выявлены верхнедевонские вулканогенные породы, площадь распространения которых очерчивает Припятскую палеовулканическую область. Она является западным звеном протяженного (1200 км) вулканического пояса на юго-западе ВЕП, связанного с формированием в позднем девоне внутриплитного Припятско-Донецкого авлакогена. Магматические образования Припятской палеовулканической области, включающей и территорию Брагинско-Лоевской седловины, занимают площадь около 2000 км², а их суммарная мощность достигает 2,0–2,3 км.

Как уже отмечалось, магматические породы Припятского прогиба относятся к щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации. Достаточно хорошо изучены ее строение, петрография, фациальный состав, формы проявления, вертикальная и площадная зональность развития пород, геодинамические аспекты проявления магматизма [6; 44; 67; 82; 117; 118; 153; 154 и др.]. В настоящее время выявлено 2 поля развития формации (рис. 1.5).

Основное поле занимает крайнюю северо-восточную часть Припятского грабена, Брагинско-Лоевскую седловину и прилегающую к ним территорию северного плеча палеорифта. Формация состоит из двух мощных толщ, соответствующих двум фазам синрифтового вулканизма Припятского прогиба – верхнефранской евлановско-ливенской (мощностью до 1900 м) и нижнефранской елецкой (мощностью до 1400 м), которые в горизонтальном ряду сопряжены с одновозрастными нормально-осадочными формациями.

Вулканогенные толщи Припятского прогиба, в последние годы наиболее полно изученные по материалам скважин ПО «РУП «Белоруснефть» (В. Н. Бескопыльный, Т. Х. Цекоева, Н. В. Веретенников, Н. Д. Михайлов, А. Г. Лапцевич), сложены эффузивно-пирокластическими породами

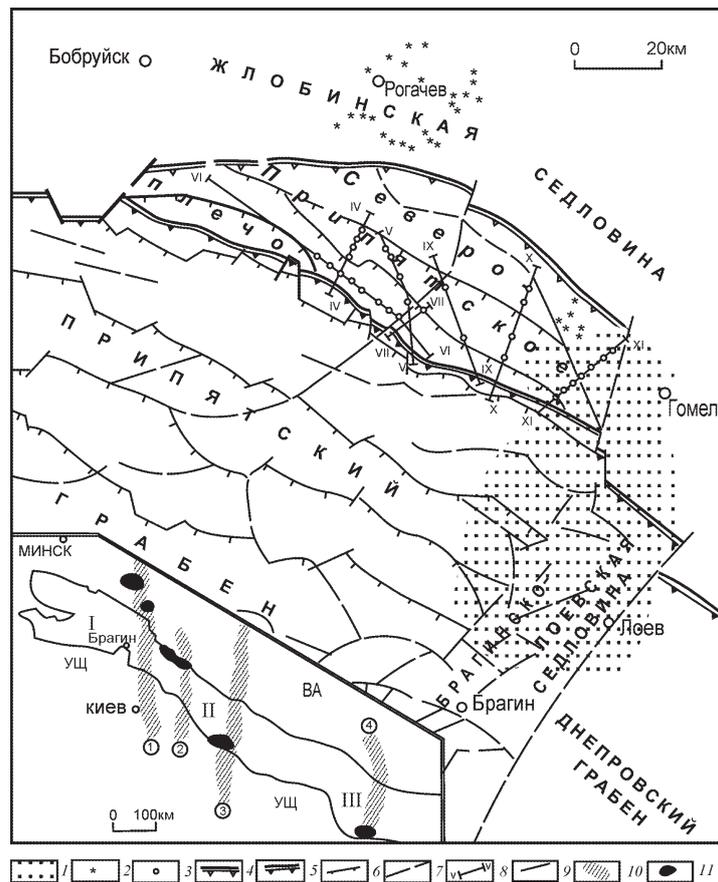


Рис. 1.5. Схема размещения верхнедевонской вулканогенной формации Припятской зоны рифтогенеза: 1 – область развития верхнефранско-фаменской вулканогенной формации Припятского прогиба; 2 – трубки взрыва, установленные бурением (по данным Н. В. Веретенникова, В. П. Корзуна, Е. А. Никитина и др.); 3 – субвулканические тела, установленные сейсморазведкой (по данным С. В. Клушина и др.); 4–7 – разломы, ограничивающие: 4 – Припятский прогиб, 5 – Припятский и Днепроvский грабены, 6 – ступени Припятского прогиба, 7 – прочие разломы; 8 – сейсмические профили. **На врезке** – схема проявления франского щелочно-ультраосновного магматизма Припятско-Донецкого авлакогена (по З. М. Ляшкевич [146] с доп. авторов): 9 – краевые глубинные разломы Припятско-Донецкого авлакогена; 10 – зоны древних допозднепротерозойских поперечных глубинных разломов (цифры в кружках: 1 – Одесский, 2 – Знаменско-Пирятинский, 3 – Криворожский, 4 – Кальмиусско-Айдарский); 11 – поля развития щелочно-ультраосновных пород; тектонические элементы: ВА – Воронежская антеклиза, УЩ – Украинский щит; Припятско-Донецкий авлакоген: I – Припятский прогиб, II – Днепроvский прогиб, III – Донецкое складчатое сооружение

(лавы, лавобрекчии, туфы) – продуктами извержения вулканов центрального и трещинного типов. Это средние, основные и ультраосновные породы: субщелочные и щелочные трахиты, трахибазальты, нефелиниты, лейцититы, лимбургиты, анкаратрит-пикриты. Кроме собственно вулканических пород, вблизи палеовулканов среди осадочных образований среднего и верхнего девона скважинами вскрыты многочисленные пластовые интрузии (силлы и, возможно, дайки), представленные сиенит-порфирами, порфиоровыми пикритами, вогезитами, шонкинитами. К тому же преимущественно в северной и северо-восточной частях прогиба вулканогенный материал присутствует почти во всех несоляных пачках разреза глинисто-галитовой субформации среднего фамена [186].

Прослой вулканокластики, мощность которых редко превышает 0,2 м, располагаются, как правило, среди карбонатно-глинистых и глинистых образований и представлены туфами, тефроидами, туффитами, туфогенными алевролитами. В ряде случаев пепловые прослой присутствуют также в разрезах скважин и на крайнем западе прогиба. Туфогенно-осадочные породы встречаются и выше – в надсолевых верхнефаменских отложениях девона (полесский горизонт) [68]. Поскольку следов прямых проявлений магматизма (вулканогенные постройки, покровы лав и т. д.) в средне-позднефаменское время непосредственно на территории Припятского прогиба не отме-

чено, перечисленные вулканогенно-осадочные породы, скорее всего, следует коррелировать с соответствующей им по возрасту фазой вулканизма соседнего Днепровского прогиба [146], откуда пепловый материал поступал посредством воздушного массопереноса.

Второе поле развития верхнедевонских вулканогенно-магматических образований приурочено к территории Северо-Припятского плеча и к зоне его сочленения со Жлобинской седловиной. Ранний щелочно-ультраосновной магматизм, фиксирующий начальную фазу рифтогенеза, проявлен здесь в виде диатрем. Геофизическими методами выявлено около 100 аномалий трубчатого типа, 30 из которых уже подтверждены бурением как диатремы [180]. Кроме того, Н. Д. Михайловым и А. Г. Лапцевич [153; 154] высказано предположение о более широком, чем представлялось ранее, площадном развитии эффузивной и гипабиссальной (интрузивной) фаций магматизма на территории Северо-Припятского плеча, в зоне его сочленения с Гомельской структурной перемычкой, а также на ее территории.

В пределах восточной части Городокской ступени Северо-Припятского плеча скважинами вскрыты магматические породы – продукты извержения Ивановского и Азделинского палеовулканов. Они представлены лавовыми потоками, разделенными пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами. Снизу вверх по разрезу отмечается смена состава эффузивных пород от ультраосновных к породам среднего состава. Так, первым по времени продуктом извержения Ивановского вулкана были ультраосновные и основные нефелинитовые породы. Вторым – стали породы основного состава: базальты с достаточно значительными количественными вариациями основных породообразующих минералов (оливин, пироксен). Поздняя фаза (или фазы) магматизма представлены породами среднего состава – трахибазальтами, щелочными трахитами. Стратиграфический диапазон магматических пород Северо-Припятского плеча определен как верхневоронежско-евлановский [176].

Верхнефранская и нижнефаменская вулканогенные толщи в пределах основного поля развития формации имеют схожее строение и близкие контуры распространения (рис. 1.6, 1.7). На основании анализа вулканогенного материала в обеих толщах выделено несколько фациальных зон: жерловая и прижерловая, эффузивно-эксплозивная, осадочно-вулканогенная и вулканогенно-осадочная. Жерловая и прижерловая зоны сопряжены с вулканами центрального типа. Эффузивно-эксплозивная зона охватывает территорию, примыкающую к вулканам центрального и трещинного типов. Осадочно-вулканогенная и вулканогенно-осадочная зоны объединяют разрезы, в которых присутствуют прослойки вулканогенных и нормально-осадочных пород в разных процентных соотношениях.

В позднефранское время магматическая деятельность была связана с Щербовским, Александровским и тремя вулканами центрального типа в районе Михальковской площади (см. рис. 1.6). Действовали также вулканы трещинного типа: Борщевский, Васильевский, Мирный, Ветхинский и Надвинский. Продукты извержения этих вулканов, преимущественно среднего состава (субщелочные и щелочные трахиты, трахибазальты, сиенит-порфиры), представлены в эксплозивной, эффузивной, жерловой и субвулканической фациях. Лишь в скв. 1 Межинская вскрыт покров нефелинитов, что указывает на возможное присутствие где-то рядом еще одного трещинного вулкана с лавами щелочно-базальтоидного состава.

В раннефаменское (елецкое) время при сохранении фациальных типов проявления и щелочно-го характера магматизма формировались более разнообразные по составу породы, представленные средними, основными и ультраосновными разностями (см. рис. 1.7). Продолжали действовать сквозные вулканы центрального типа на Михальковской площади, которые на протяжении двух фаз вулканизма сформировали самые крупные вулканические постройки, периодически возвышавшиеся над уровнем моря.

Отмечено перерождение некоторых вулканов центрального типа в трещинные (Александровский) и, наоборот, из трещинных в центральные (Ветхинский, Надвинский). Некоторые вулканы (Щербовский, Борщевский, Васильевский, Мирный) в раннефаменское время уже не возобновляли свою деятельность. Появились новообразованные вулканы трещинного (Ястребовский, Лоевский, Западно-Ветхинский и Шарпиловский) и центрального (Восточно-Борщевский и Гомельский (возможно, сквозной)) типов.

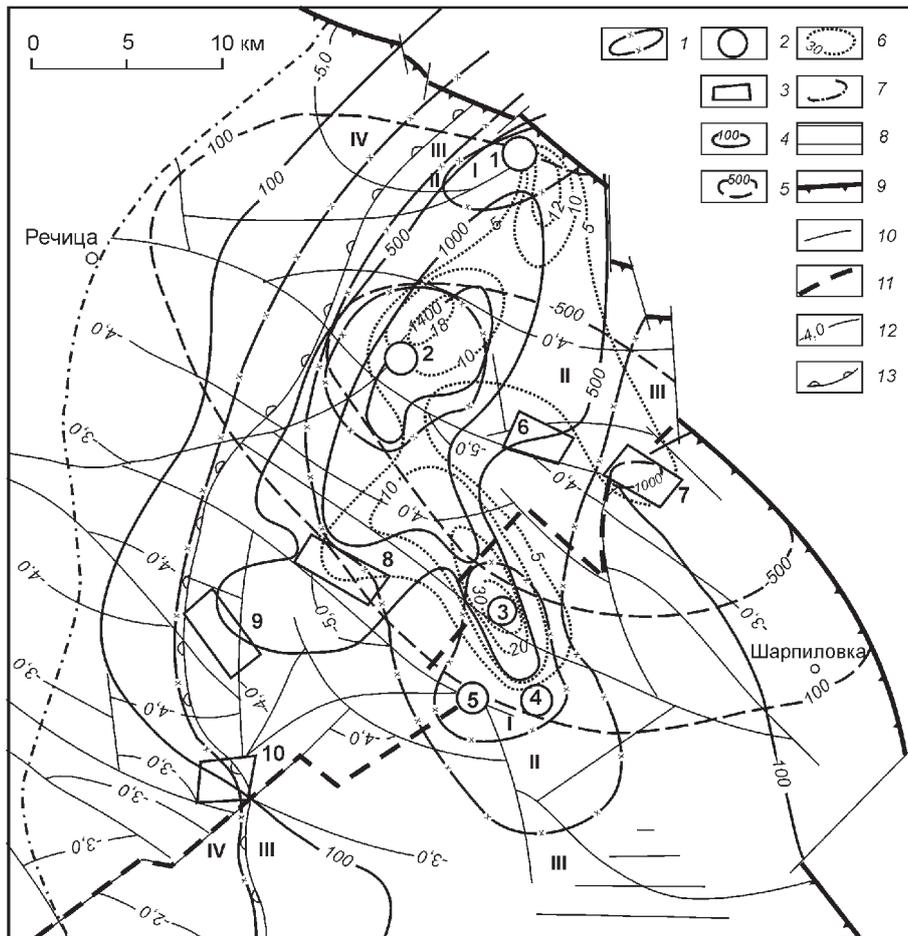


Рис. 1.6. Распространение вулканогенных образований в эйфельско-франских отложениях Припятской зоны рифтогенеза (сост.: В. Н. Бескопильный, В. П. Коровец, Н. В. Тюрева): 1 – границы литолого-фациальных зон вулканогенных пород (I – жерловая и прижерловая, II – эффузивно-эксплозивная, III – осадочно-вулканогенная, IV – вулканогенно-осадочная); 2 – вулканы центрального типа (1 – Щербовский, 2 – Александровский, 3 – Северо-Михальковский, 4 – Михальковский, 5 – Западно-Михальковский); 3 – вулканы трещинного типа (6 – Борщевский, 7 – Мирный, 8 – Васильевский, 9 – Ветхинский, 10 – Надвинский); 4–6 – изолинии (4 – суммарной мощности евлановско-домановичских (верхнефранских) вулканогенных пород, м; 5 – суммарной мощности интрузивных образований в доевлановских девонских отложениях, м; 6 – равного количества силлов в доевлановских девонских отложениях); 7 – западная граница распространения интрузивных тел; 8 – область распространения франских нерасчлененных вулканогенных пород в Днепровско-Донецком прогибе; 9, 10 – разломы (9 – Северный краевой Припятского и Днепровско-Донецкого грабенов, 10 – прочие); 11 – западная граница Брагинско-Лоевской седловины; 12 – изогипсы основания синрифтового комплекса (подошвы речицкого горизонта франского яруса), км; 13 – восточная граница распространения соляных прослоев в верхнефранской соленосной толще

Следует указать, что стратиграфическое положение вулканогенной толщи на участке Гомельского вулкана (скв. Центролит 2К) остается неясным. Подошва этой толщи здесь не вскрыта, она залегает под пермско-триасовыми отложениями. В соответствии с представлениями В. П. Корзуна [119], вулканогенные породы скв. Центролит 2К отнесены к нижнефаменским образованиям, но все же более вероятно их стратиграфическая принадлежность к позднефранским вулканитам [153]. Кроме проявления основной раннефаменной (елецкой) фазы вулканизма, в районе Восточно-Борщевского и Михальковской группы вулканов центрального типа встречены прослои вулканогенных пород также в задонской части разреза нижнего фамена (см. рис. 1.7).

Пирокластические продукты извержения вулканов центрального типа, распространяясь на десятки километров, формировали толщи и прослои вулканических туфов преимущественно смешанного базальтоидно-трахитового состава. Дальность распространения лавовых потоков от центров излияния, видимо, не превышала 10 км. В зависимости от состава излившихся про-

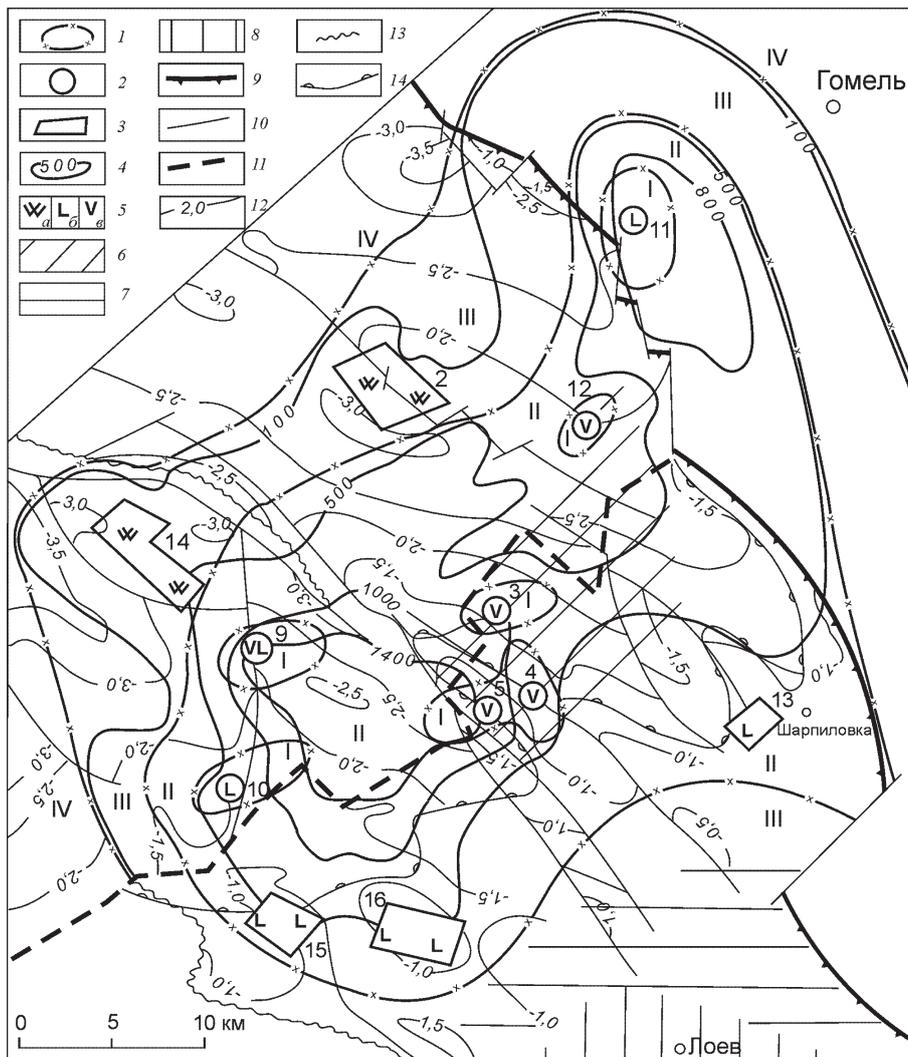


Рис. 1.7. Распространение нижнемафических вулканогенных отложений Припятской зоны рифтогенеза (сост.: В. Н. Бескопыльный, В. П. Коровец, Н. В. Тюрева): 1 – границы литолого-фациальных зон вулканогенных пород (I – жерловая и прижерловая, II – эффузивно-эксплозивная, III – осадочно-вулканогенная, IV – вулканогенно-осадочная); 2 – вулканы центрального типа (9 – Ветхинский, 10 – Надвинский, 11 – Гомельский, 12 – Восточно-Борщевский); 3 – вулканы трещинного типа (2 – Александровский, 13 – Шарпиловский, 14 – Западно-Ветхинский, 15 – Ястребовский, 16 – Лоевский); 4 – изолинии суммарной мощности елецких вулканогенных пород, м; 5 – преобладающий состав вулканогенных пород (W – ультраосновной, L – основной, V – средний); 6 – площадь развития вулканогенных пород задонского горизонта; 7, 8 – площади распространения вулканогенных пород в Днепровско-Донецком прогибе (7 – нерасчлененные верхнедевонские (предполагаемые), 8 – лебедянско-полесские (верхнемафические)); 9–11 – см. условные обозначения на рис. 1.6; 12 – изогипсы поверхности нижнемафической межселевой толщи, км; 13 – граница отсутствия межселевых отложений; 14 – восточная граница развития верхнемафической соленосной толщи

дуктов выделены зоны развития лейцититовых, нефелинитовых, трахитовых лав или двух-трех разновидностей с преобладанием одной из них.

Лавы гипербазитового состава в объемном отношении уступают вышеназванным. В основном они развиты по западной периферии палеовулканической области, где действовали Александровский и Западно-Ветхинский трещинные вулканы, формировавшие потоки лав лимбургитов и анкаратрит-пикритов. Учитывая гипербазитовый состав туфов в скв. 1 Шарпиловская, не исключена возможность существования подобного вулкана и вблизи этой площади. В целом же, при площадной мозаичности распространения вулканогенных пород разного петрографического состава второй фазы магматизма, намечается некоторая закономерность в их размещении. Кроме названного поля развития пород ультраосновного состава на западной периферии палеовул-

канической области, в ее центральной части, более широко развиты породы среднего (трахитового), а по южной периферии – основного (нефелинитового) составов.

Еще одна особенность Припятской палеовулканической области – обилие вскрытых скважинами интрузивных образований, внедренных в осадочные породы главным образом доевлановской части разреза девона как на территории самого грабена, так и к северу от него. По морфологии они отнесены к пластовым интрузиям – силлам. Максимальное число силлов (27) выявлено в разрезе скв. 1 Михальковская. Вертикальная мощность интрузивных тел изменяется от 15 см (скв. 1 Шарпиловская) до десятков метров. Некоторые, возможно, представляют собой тела субвертикальных штоков и даек. Так, максимальная мощность двух интрузий, вскрытых скв. 1 Мирная, составляет 700 и 300 м, а скв. 2 Борщевская – более 380 м. В обоих случаях скважины остановлены бурением в интрузивных породах.

Большинство интрузий залегает в старооскольской (живетский ярус) и ланской (франский ярус) частях разреза, а второй максимум встречаемости приурочен к речицко-воронежской части разреза (франский ярус). Единичные интрузии зафиксированы в витебско-наровских (эйфельский ярус) и саргаевско-семилуцких (франский ярус) отложениях. Выявлено плановое совпадение участков с большим числом силлов в разрезах скважин с зоной увеличенной мощности подсолевой эффузивно-туфогенной толщи. Возможно, это косвенное свидетельство синхронности и генетической связи массового внедрения интрузий с франской фазой вулканизма, хотя этот процесс, несомненно, продолжался и в раннем фамене. На это указывает наличие пластовых интрузий среди осадочных пород задонского горизонта, например, в разрезе скв. 2 Лоевская, а также данные сейсморазведки. На территории северного плеча палеорифта на временных сейсмических разрезах зафиксирован разный уровень проникновения интрузий – от верхней части фундамента до фаменских отложений включительно. Вполне вероятно, что объем таких интрузивных вулканогенных тел на верхних уровнях консолидированной коры значительно превышает объем магматических образований, входящих в состав платформенного чехла, как это предполагается для большинства древних и современных континентальных рифтов.

Обращает на себя внимание проявление вертикальной и площадной зональности в развитии магматических пород Припятской палеовулканической области. Прежде всего это относится к миграции во времени начальной фазы проявления магматической деятельности в направлении от периферии к центру Припятского прогиба.

К самым древним магматическим образованиям, связанным с началом стадии формирования Припятского палеорифта, отнесены отдельные диатремы, закартированные в зоне сочленения Северо-Припятского плеча со Жлобинской седловиной и на территории последней. Их возраст датируется как раннеречицкий (начало позднефранского времени). Среди поля развития диатрем, расположенного в 60 км южнее зоны сочленения Северо-Припятского плеча и Жлобинской седловины, ближе к Северному краевому разлому, наиболее ранние внедрения определяются поздневоронежско-раннеевланским (средняя фаза позднефранского) временем [123]. В пределах же самого Припятского грабена и Лоевской седловины вулcano-магматическая деятельность началась еще позже – в евлановско-ливенское время (завершение позднего франа).

Такая миграция начальных проявлений магматизма в пространстве и во времени вполне согласуется со стадийностью процесса грабенообразования. Подобная закономерность отмечена на примере строения и развития многих континентальных рифтовых зон и подтверждена результатами кинематического моделирования. На начальных стадиях рифтинга деструкции подвергались обширные площади, значительно превышающие ширину будущего Припятского грабена.

На территории самого грабена также сохранялась тенденция миграции вулканизма по направлению к центру этой структуры. Максимальная мощность верхнефранских вулканитов (1900 м и более) характерна для ее северной части (район Щербовского, Александровского, Васильевского, Северо-Михальковского вулканов; см. рис. 1.6). Поле же с максимальной мощностью нижнефаменских вулканитов (до 1400 м) расположено южнее (район Ветхинского, Надвинского и Михальковской группы вулканов) (см. рис. 1.7). Граница развития фаменских вулканических построек также проходит значительно южнее, чем франских, – в районе Ястребовского и Лоевского (скв. 3) вулканов трещинного типа.

В том же направлении – от северной периферии к центру Припятского палеорифта – намечена некоторая направленность в изменении состава верхнефранских вулканогенных образований. Среди наиболее ранних (раннеречицких) и удаленных от оси палеорифта диатрем присутствуют трубки взрыва, выполненные ксенотуфобрекчиями преимущественно калиевых щелочно-ультраосновных пород семейств меланофоидитов-фельдшпатоидных пикритов [89]. Развитые на Северо-Припятском плече в непосредственной близости к Северному краевому разлому грабена магматические образования евлановско-ливенского возраста (район пос. Урицкое и пос. Васильевка) по составу отнесены к субщелочным основным и средним породам. По мнению Н. В. Веретенникова и В. П. Корзуна, по своей природе это не диатремы, а покровы, вулканические купола, другие субвулканические тела. Среди разнообразных по составу вулканитов Припятского грабена и Лоевской седловины преобладают средние разности –трахиты. Таким образом, тенденцию изменения состава пород первой (франской) фазы вулканизма можно рассматривать как поперечный к оси палеорифта своеобразный латеральный ряд. От периферии к центру наблюдается постепенная смена преобладающих разностей пород: ультраосновного – основного – среднего состава. В распределении пород второй (раннефаменской) фазы вулканизма такая выраженная латеральная зональность по составу не отмечена.

В этом ряду закономерен щелочно-ультраосновной состав вулканокластики, выполняющей наиболее ранние диатремы. Согласно теории зачаточного сдвига [51], короткий процесс раскрытия глубинных трещин отрыва, уходящих на большие расстояния в недра, может сопровождаться взрывообразной вертикальной миграцией подкорового (слабо дифференцированного) вещества с образованием трубок взрыва, что и произошло при первых импульсах деструкции земной коры в Припятской зоне рифтогенеза.

Кроме Припятского прогиба проявления раннего щелочно-ультраосновного магматизма известны на Белоцерковском выступе Днепровского прогиба и в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита [146]. В первом случае этот участок приурочен к месту пересечения Южного краевого разлома Припятско-Донецкого авлакогена с зоной Криворожского, а во втором – с зоной Кальмиусско-Айдарского глубинных разломов, возможно, допротерозойского заложения. К щелочно-ультрамафитовой формации З. М. Ляшкевич относит также породы, развитые вблизи пересечения Северного краевого разлома Днепровского прогиба с древним Знаменско-Пирятинским разломом [146]. В Припятском прогибе щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная формация развита на площади пересечения Северного краевого разлома в районе г. Гомель с северным продолжением древней субмеридиональной Одесско-Ядловско-Трактемировской зоны глубинных разломов [90]. (Далее по тексту используется название – зона глубинного разлома, или глубинная шовная зона Одесса – Гомель [139, с. 28, рис. 1].) Характерно, что поля развития пород описываемой формации, связанные с начальной фазой рифтогенеза, отмечены не по всей длине отрезков пересечения Припятско-Донецкого авлакогена с зонами древних глубинных разломов, а концентрируются в определенных узлах. Чаше они совпадают с выпуклыми дугами излома этой линейной структуры на участках поперечных перемычек (седловин) между отдельными ее звеньями (см. рис. 1.5, врезка).

По мере развития рифтового процесса и формирования все более разветвленной сети разломов – магмовыводящих путей в промежуточных камерах на разных глубинах происходила дифференциация исходной щелочно-ультраосновной магмы (родоначальницы всех магматических пород региона). Это определило разнообразие пород ультраосновного, основного и среднего составов по всей площади развития магматических пород, что характерно для следующих за ранней фаз вулканизма, как, например, для второй (раннефаменской) фазы вулканизма Припятского прогиба.

Синтез данных о позднедевонском магматизме Припятского прогиба и сопредельных участков позволяет сделать вывод о том, что развитые здесь вулканогенные образования характерны для типичных континентальных рифтовых зон, выделенных И. Рамбергом и П. Морганом [196]. Признаки рифтового магматизма Припятской зоны включают наличие пород повышенной щелочности (в том числе и ультраосновных щелочных); многообразие форм проявления (имевших как взрывной характер вулканических извержений, так и массовые внедрения интрузий в плат-

форменный чехол и на разных уровнях консолидированной коры); миграцию вулканической активности от периферии к осевой части рифта.

Вместе с тем тектоническая позиция Припятской палеовулканической области на участке затухания криптодивергентной границы Припятско-Донецкого авлакогена отражена неполным набором магматических комплексов-индикаторов геодинамической обстановки внутриконтинентального рифтогенеза. Это касается отсутствия толеитовых базальтов, а также доказанных признаков бимодального вулканизма, обычно включающего поздние кислые дифференциаты щелочной ассоциации пород [6].

Со щелочно-ультраосновным магматизмом Припятской зоны рифтогенеза связана возможность открытия на территории Беларуси новой алмазонасной провинции [89; 120; 180]. Предпосылкой этому служит утверждение некоторых геологов [180] о находках в отдельных трубках взрыва кристаллов алмаза, а также выявленные по данным аэромагнитной съемки в пределах Северо-Припятского плеча, кроме двух известных участков развития диатрем, еще трех участков с аномалиями трубчатого типа.

Магматические процессы оказали влияние и на формирование залежей нефти в девонских отложениях Припятского бассейна, что проявилось в образовании ловушек углеводородов, связанных с органогенными постройками атоллового типа в задонском и петриковском горизонтах над вулканическими конусами. На некоторых площадях в таких ловушках открыты залежи нефти. Определенные перспективы связываются также с нетрадиционными ловушками углеводородов, в строении которых могут принимать участие прослои вулканокластики с повышенными емкостными свойствами и (или) покрывки и боковые экраны, сложенные слабопроницаемыми эффузивными и интрузивными породами [29]. Существует еще один аспект связи магматизма с нефтегазонасностью. Внедрение высокотемпературных расплавов и гидротерм могли способствовать повышенному прогреву окружающих осадочных пород и интенсификации процессов нефтеобразования даже на участках с небольшими глубинами залегания нефтегенерирующих горизонтов.

1.4. Припятский прогиб – тектонотип палеорифтового бассейна

Рифтогенез предопределил главные особенности строения и развития ведущей горнопромышленной области Беларуси – Припятского прогиба [7; 12; 13; 17; 37; 110]. Синтез геологических и геофизических материалов по структуре чехла и консолидированной коры, магматизму и термальному полю этого палеорифта позволяет выделить и охарактеризовать стадии и фазы его геодинамической эволюции на главном – герцинском этапе формирования прогиба. Данный этап включает следующие стадии: предрифтовую (эмс (эйфель) – средний фран), рифтовую (поздний фран – средний карбон), пострифтовую (поздний карбон – средний триас). Рифтовая стадия подразделяется на раннюю, главную и позднюю фазы (рис. 1.8).

Оценки основных геодинамических событий и их продолжительность в Припятском и сопредельном Днепровском палеорифтовых бассейнах у исследователей существенно различны [7; 69; 102; 107; 114; 142; 193; 220; 221; 243; 244]. Это не в последнюю очередь связано с неоднозначным пониманием особенностей проявления внутриконтинентального рифтогенеза, его стадийности, продолжительности жизни рифтов, структуры палеорифтовых бассейнов и т. д. В этой связи остановимся на теоретической трактовке данных проблем.

Палеорифтовая структура отражается в чехле чаще всего грабеном (древней рифтовой долиной) и сопредельными плечами. Некоторые исследователи (В. К. Гавриш, А. Е. Лукин, В. С. Конищев, А. В. Чекунов и др.) ограничивают рифтогенез Припятско-Днепровского авлакогена только временем формирования грабена. Между тем рифтовая долина (грабен) – это определение геоморфологическое (структурное), а рифт – понятие более широкое [196]. Понимание рифтогенеза в широком смысле позволяет обосновать в жизни рифта 3 стадии: раннюю, главную и позднюю. Определение рифта в узком смысле по-существу отвечает главной стадии его развития. Исходя из этого определения, геологи нередко ограничивают проявление рифтогенеза нижним (ранним) рубежом «выплескивания» осадков, перекрывающих отложения главной стадии, за пределы грабена на его плечи [69; 114; 142].

ных глубоких некомпенсированных котловин, которые могут образоваться на протяжении нескольких импульсов опускания. На завершающей стадии рифтогенеза происходило заполнение осадками ранее созданных котловин.

Понимание рифтогенеза только как процесса формирования рифтовой долины нарушает представление о полном цикле рифтообразования, когда после относительно коротких интервалов высокоскоростного интенсивного прогибания, разломообразования, магматизма, максимума тепловой напряженности следуют постепенная деградация динамической активности и релаксация исходного (дорифтового) теплового режима земной коры, которым сопутствуют сопряженные процессы бассейнообразования. При этом синрифтовые (в том числе и позднерифтовые) отложения могли «выплескиваться» за пределы рифтового грабена и сохраняться на плечах рифта, как это и происходило при формировании Припятского и Днепровского рифтов.

Признаки рифтогенеза в Припятском прогибе отчетливо отразились прежде всего на структуре поверхности фундамента, составе и строении верхнедевонских формаций чехла. Антитетические близширотные сбросы внутри прогиба, как отмечалось выше, образуют систему тектонических ступеней и приосевого грабена, контролирующего погруженные выступы. Эшелонированное расположение сбросов в краевых и ступенеобразующих зонах разломов отражает присутствие не только главной раздвиговой, но и сдвиговой составляющих, причем последняя особенно важна для диагональных разломов прогиба.

С эволюцией Припятского прогиба в главной фазе рифтогенеза генетически связаны 2 главных эпизода позднедевонского магматизма (позднефранский и раннефаменский) и 2 этапа соленакопления (позднефранский и среднефаменский). Их начало и завершение соответствует «пику» развития краевых и внутренних разломов прогиба. В целом эти процессы маркируют время наиболее активной деструкции земной коры Припятского рифта, а образование верхнефаменской горючесланцевой формации определяет хронологический рубеж ее завершения. Так, скорость субвертикальных движений по разломам уменьшилась с 400 до 60–32 м/млн лет соответственно для времени накопления фаменских соленосной и надсолевой сланценовой формаций [110].

Главной фазе рифтогенеза соответствуют максимальные значения величины растягивающих напряжений (см. рис. 1.8), которые совпадают со временем накопления галогенных формаций, разделяющей их глинисто-терригенно-карбонатной формации, а также венчающей их сланценовой. Максимальным, «пиковым» значениям растягивающих напряжений предшествовали во времени небольшие значения растяжения, которые стали нарастать с воронежского времени позднего франа (начальная фаза деструкции), когда определились заметные по амплитуде движения по разломам.

Поздняя фаза рифтогенеза характеризовалась быстрым уменьшением значений растягивающих усилий, их падением до нуля к концу среднего карбона. В позднем карбоне и, по-видимому, почти весь пермский период господствовали напряжения сжатия. Это выразилось в относительном, вероятно, незначительном воздымании территории, которое, в частности, подтверждается для северо-западной части территории региона несоответствием палеотермических показателей современным глубинам погружения девонских пород [2], а также отсутствием осадконакопления. Названные процессы характерны для фазы «захлопывания» рифтовых структур. В ранней перми и в позднепермско-среднетриасовое время в Припятском прогибе происходило накопление молассоидной формации, к которой может быть отнесена и нижнепермская галогенная толща. Эта формация отражает двойственный характер тектогенеза: молассоиды заполнения палеорифта положили начало надрифтовой синеклизе.

Таким образом, по особенностям изменения горизонтального поля напряжений обособляются следующие главные эпизоды развития Припятского рифта на герцинском этапе (см. рис. 1.8).

1. Деструктивная стадия регионального концентрированного растяжения: начальная фаза (воронежско-евлановское время позднего франа), главная фаза (поздний фран – фамен) и поздняя фаза (ранний и средний карбон).

2. Пострифтовая стадия регионального сжатия (поздний карбон – пермь).

3. Пострифтовая стадия растяжения, формирование надрифтовой синеклизы (триас).

Предрифтовое, незначительное по величине растяжение в эмсе (эйфеле) – среднем фране в пределах описываемой территории было обусловлено заложением здесь депрессии вдоль северного края Украинского щита. Эта депрессия была соподчинена Московской синеклизе.

Общая величина растяжения Припятского прогиба определена путем подсчета величины смещения по нормальным сбросам и углам наклона сместителей по пяти поперечным пересечениям [37; 65]. При ширине грабена от 96 до 145 км величина растяжения изменяется от 9,3 до 13,35 км. Вероятно, она немного занижена за счет невозможности учета мощности погребенных даек. Исходя из вероятной общей продолжительности главной фазы деструкции 8,5–12 млн лет и расчетной величины расширения 9,3–13,35 км (которая на 90 % относится к главной фазе деструкции), средняя скорость растяжения определяется величиной 0,11–0,16 см/год. Учитывая прерывисто-непрерывный характер растяжения, его реальная «мгновенная» скорость превышала среднюю, по-видимому, не менее чем в 1,5–2 раза и составляла 0,2–0,3 см/год. Такая скорость растяжения рифта существовала ограниченное время, ибо в противном случае произошел бы разрыв континентальной коры, полное раскрытие рифта и формирование океанического типа коры. В позднюю фазу рифтогенеза при незначительных величинах растягивающих напряжений скорость растяжения была существенно меньше, чем в главную.

Перечисленные доводы указывают на то, что Припятский прогиб можно рассматривать в качестве тектонотипа неинверсированного палеорифтового бассейна, прошедшего полный цикл развития и характеризующегося всем набором признаков континентальных рифтовых структур.

2.1. Эволюция региональной структуры чехла на пред- и синрифтовых стадиях

Развитие региональной отрицательной структуры платформенного чехла отразилось в дифференцированных амплитудах прогибания территории, запечатленных в мощности и фациях пород конкретных стратиграфических подразделений чехла. Формирование той же структуры по поверхности фундамента (подошве чехла) – это интегральный показатель: он суммирует все вертикальные амплитуды движений не только за время формирования данной структуры, но и за все предшествующие этапы платформенного развития. Если влияние ранних этапов, определяемое суммарной мощностью отложений, превышает амплитуду тектонических движений, которые характеризуют более молодую и несогласно развивающуюся структуру, то она по поверхности фундамента вообще может не фиксироваться.

Предрифтовая стадия (стадия синеклизы). В конце раннего – начале среднего девона (эмско-эйфельское время) территория Припятского прогиба после длительного (до 250 млн лет) перерыва в осадконакоплении была покрыта водами седиментационного бассейна, открытого в сторону Московской синеклизы и окруженного на западе и юге областями суши с относительно невысоким рельефом Белорусской антеклизы и Украинского щита [181; 224]. Накопление осадков глинисто-мергельно-доломитовой формации витебско-наровского и глинисто-алевролитно-пес-

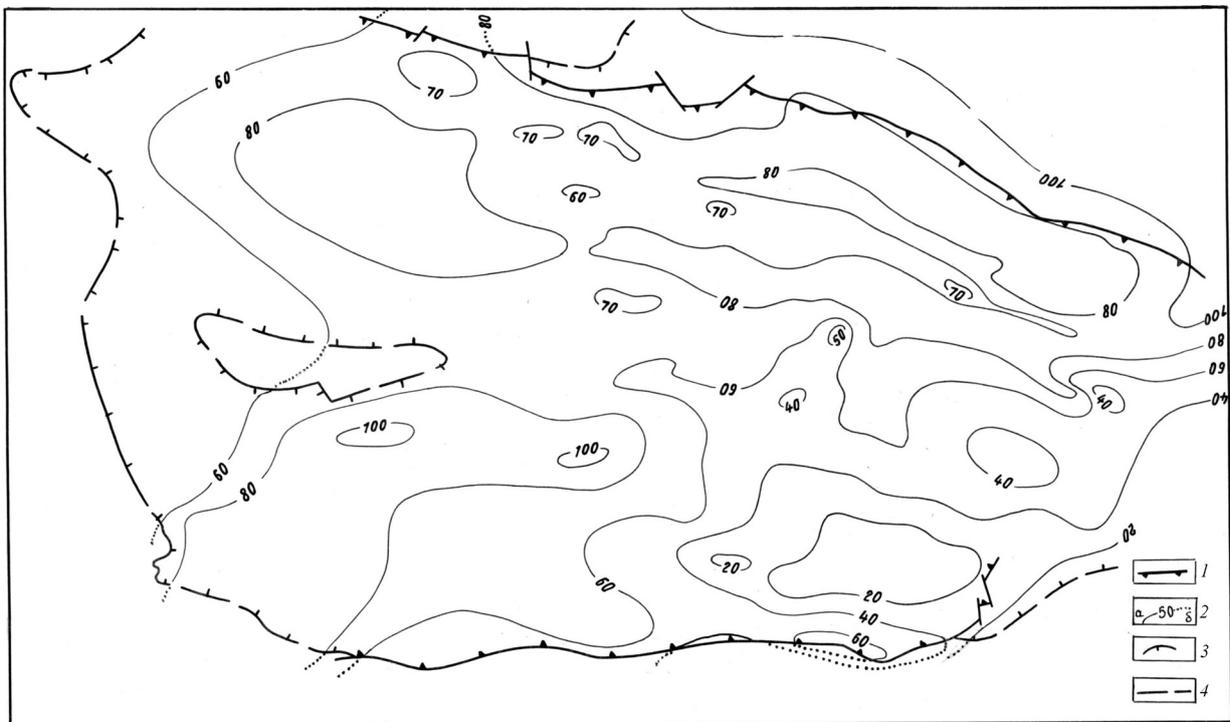


Рис. 2.1. Карта мощности глинисто-мергельно-доломитовой формации витебско-наровского возраста Припятского прогиба: 1 – современные краевые разломы; 2 – изобахиты отложений, или амплитуды прогибания, м (а – существующие, б – восстановленные); 3 – границы современного распространения отложений; 4 – конседиментационные разломы

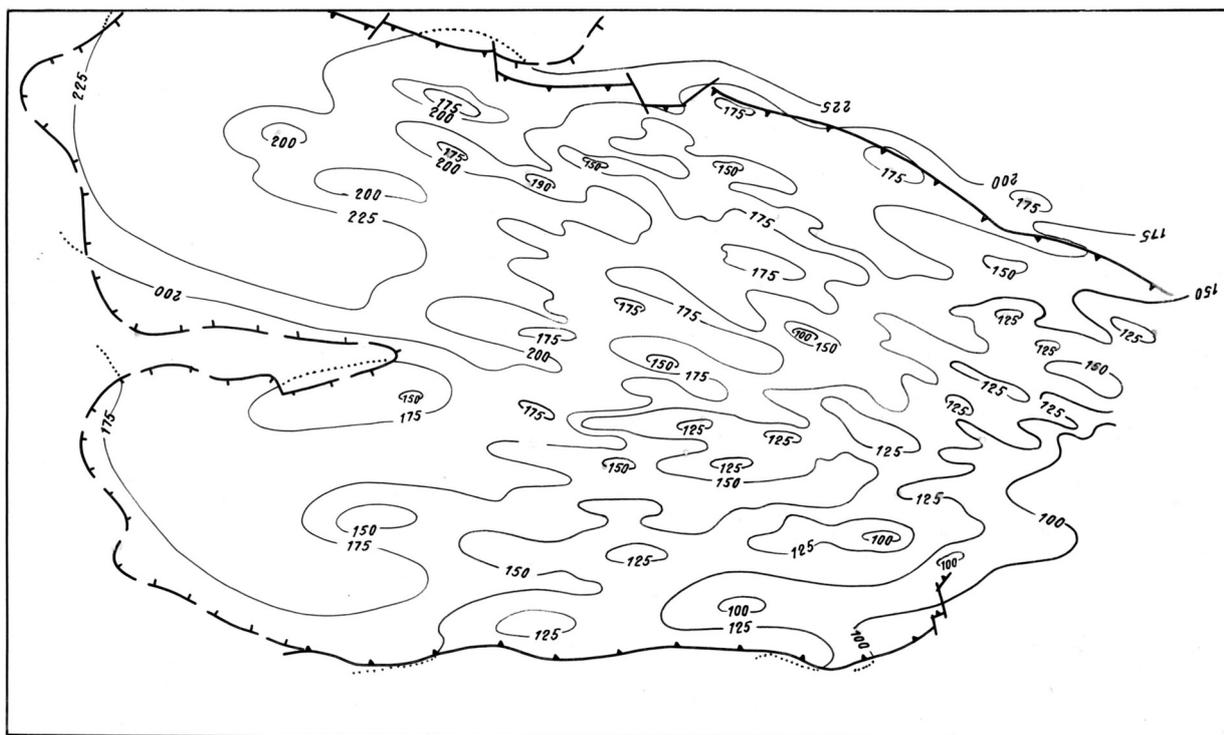


Рис. 2.2. Карта мощности глинисто-алевролитно-песчаной формации полоцко-ланского возраста Припятского прогиба (условные обозначения – см. рис. 2.1)

чаной формации полоцко-ланского возраста происходило в условиях мелководно-морского бассейна и компенсировало амплитуду его прогибания от 15–20 до 100 м и от 80 до 220 м соответственно (рис. 2.1, 2.2). В это время территория Припятского прогиба развивалась как юго-западная центриклиналь Московской синеклизы и не представляла собой замкнутой структуры [236]. Частичное обособление ее отразилось лишь в преимущественно субширотном характере простиранья элементов чехла. В саргаевско-семилуцкое время среднего франа опережающее прогибание северной и северо-западной частей территории сменилось равномерным прогибанием и накоплением карбонатных осадков (мощностью до 60–80 м) в условиях спокойного тектонического режима «выравнивания», завершившего предрифтовую (синеклизную) стадию развития Припятского прогиба.

К этой стадии относится начало формирования большинства тектонических структур – зон поднятий и опусканий, Петриковского и Хойнического выступов с амплитудой в несколько десятков метров. Распределение мощностей витебско-наровских и полоцко-ланских отложений на юге рассматриваемой территории свидетельствует о начале активизации подвижек по Южно-Припятскому разлому с амплитудой до 100 м.

Структура поверхности фундамента к началу стадии синеклизы наследовала структуру среднерифейско-ранневендского Волыно-Оршанского прогиба, простиранье которого было почти ортогональным простиранью зарождающегося Припятского прогиба. Поверхность фундамента имела общий наклон на запад, северо-запад до отметок более –0,5 км с выходом на дневную поверхность в юго-восточной части территории (рис. 2.3).

На этом фоне выделялись отдельные субширотные структуры, сформированные в среднем рифее [21; 149] – прообразы будущих элементов Припятского прогиба (Северо-Калиновское поднятие, Южно-Старобинская мульда на месте Старобинской центриклинали, крупный структурный нос на месте Микашевичско-Житковичского выступа).

К концу эйфельско-среднефранской стадии рельеф поверхности фундамента продолжал наследовать отдельные структурные элементы Волыно-Оршанского прогиба. Кроме развития выше-

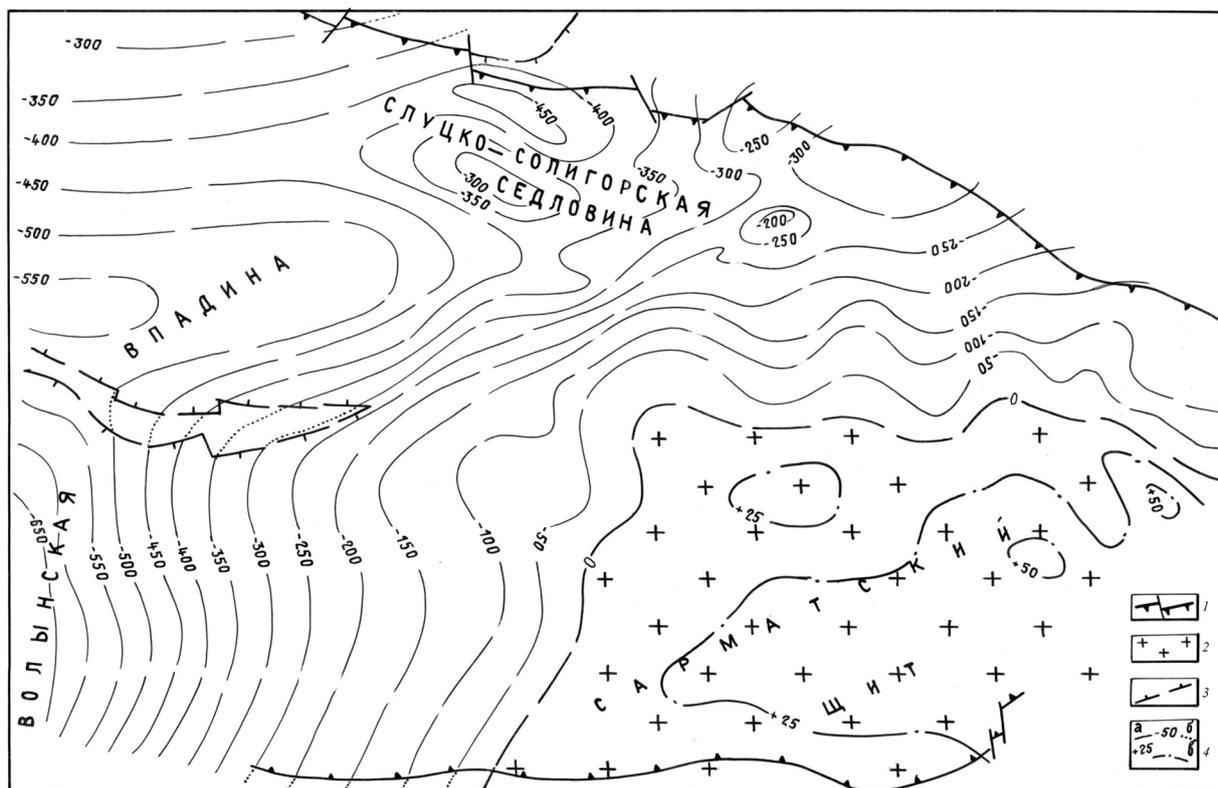


Рис. 2.3. Палеоструктурная карта поверхности кристаллического фундамента Припятского прогиба к началу витебско-наровского времени девона: 1 – современные краевые разломы; 2 – области выхода фундамента на дневную поверхность; 3 – границы постседиментационного размыва отложений; 4 – палеоизогипсы поверхности фундамента в области осадконакопления (а – существующие, б – восстановленные, в – в области выхода на дневную поверхность)

названных структур, усилилась дифференциация рельефа на уровне локальных поднятий субширотного простираения с амплитудой в первые десятки метров.

В целом, поверхность фундамента к концу стадии синеклизы в восточном секторе территории имела наклон на севере – на север-северо-восток, в центре – на северо-запад, на юге – пологий наклон на юг. Таким образом, наметились черты той азимутальной «настройки», которая будет характерна для структуры восточной части будущего рифтового грабена.

Синрифтовая стадия (стадия рифтового грабена). Начальная фаза стадии рифтового грабена (речицко-раннеевлановское время позднего франа). Предречицко-воронежский перерыв в осадконакоплении явился поворотным рубежом в изменении динамики тектонических процессов. Начиная с речицкого времени территория Припятского прогиба была вовлечена в процесс рифтогенеза, развивавшегося с востока на запад со стороны Днепровского прогиба.

Характерными особенностями речицко-евлановской фазы были: 1) региональная перестройка структуры чехла, выразившаяся в опережающем прогибании территории на восток-северо-восток от 0 до 350 м и более (по сравнению с северо-западным на предрифтовой стадии); 2) обособление Припятского прогиба как замкнутой структуры; 3) начало активизации разрывных нарушений внутри прогиба.

Образования сульфатно-карбонатной формации трансгрессивно залегают на семилукских отложениях. Распределение ее мощностей отражает формирование отрицательной структуры, западная и южная границы которой были близки к современным границам Припятского прогиба (рис. 2.4). Южная граница проходила по линии Южно-Припятского краевого разлома, амплитуда которого была не менее 300 м.

Северная граница выходила за пределы Северо-Припятского краевого разлома, однако малоамплитудные подвижки по нему не исключены. На востоке Припятский прогиб был открыт

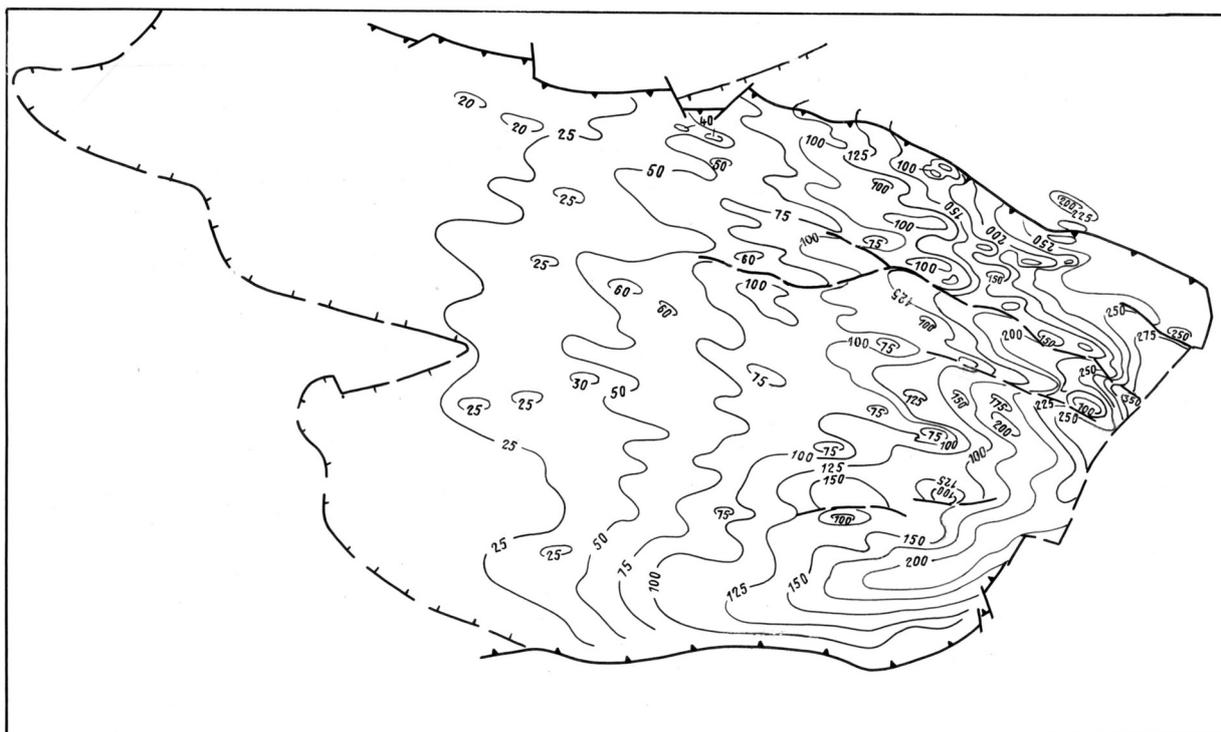


Рис. 2.4. Карта мощности сульфатно-карбонатной формации речико-евлановского возраста Припятского прогиба (условные обозначения – см. рис. 2.1)

в сторону Днепровского прогиба, но район разделяющей их Брагинско-Лоевской седловины уже представлял собой относительно приподнятый участок и подвижки по Лоевскому разлому были достаточно контрастными (первые сотни метров).

В речико-евлановское время прослеживалась четкая субширотная дифференциация структурных элементов, большинство которых было заложено еще на стадии синеклизы. Усиливалась контрастность движений по разломам с амплитудой в десятки метров. Некоторые зоны поднятий развивались как зоны приразломных поднятий, и начали формироваться структуры II порядка – тектонические ступени.

Вкrest простираия прогиба проявляется заметное увеличение мощности формации к его краевым частям (до 200 м и более) и уменьшение к центру (менее 100 м). Анализируя процесс грабенообразования, Д. Б. Кьюррей [130] и В. И. Лукинов [143] отмечают, что его начальная стадия сопровождалась возникновением двух периферических грабенов, разделенных срединным горстом. В первом приближении ее можно сопоставить с речико-евлановской фазой развития Припятского грабена, в центре которого начали формироваться продольные погребенные выступы.

Общая тенденция развития структуры поверхности фундамента на протяжении описываемого времени была унаследована от предыдущей стадии (синеклизы), а территория Припятского прогиба по-прежнему не представляла собой замкнутой отрицательной структуры (рис. 2.5). Западная ее часть развивалась полностью унаследованно, а на востоке наметился пологий наклон поверхности фундамента на восток. Наиболее опущенными оказались участки вдоль Южно-Припятского и Лоевского разломов, амплитуды подвижек по которым измерялись первыми сотнями метров. В восточной части территории началось формирование основных тектонических элементов грабена – ступеней, обусловленное блоковыми подвижками фундамента по разломам субширотного простираия, а в центре обособилось крупное продольное поднятие, к северу от которого (Речицко-Шатилковская и Червонослободско-Малодушинская ступени) поверхность фундамента была наклонена на север, а к югу (Наровлянско-Ельская ступень) – на юг.

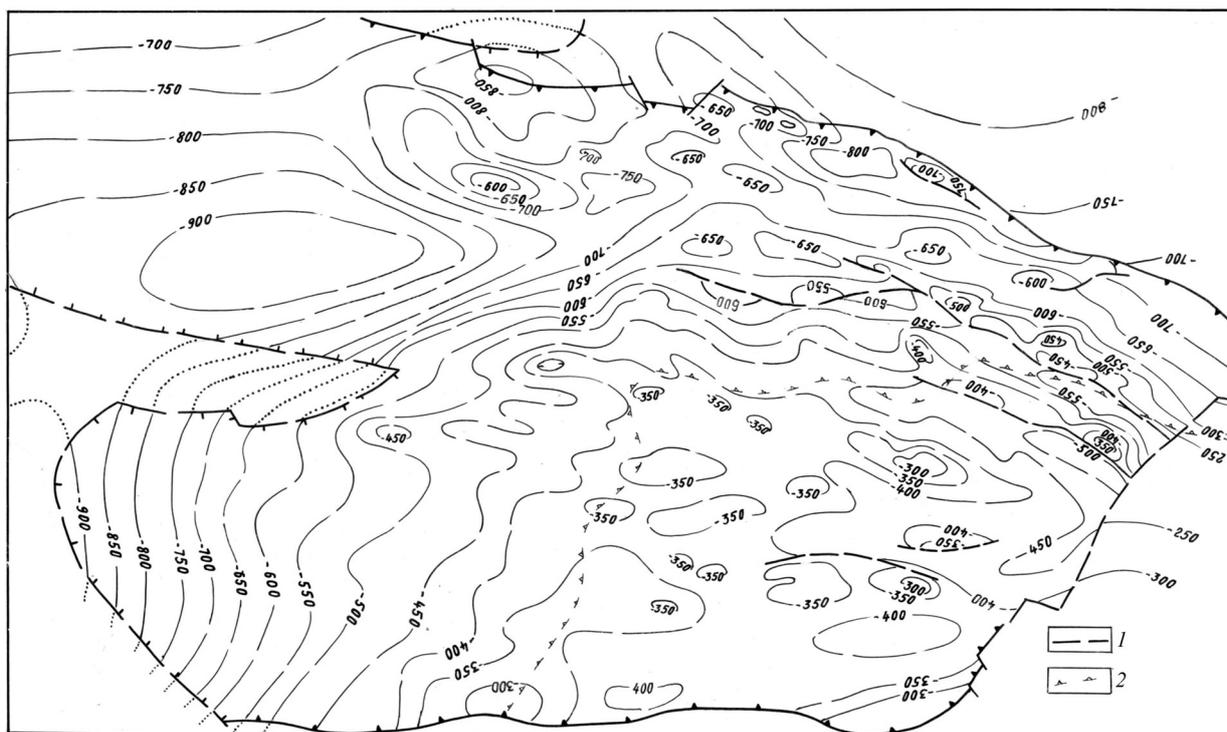


Рис. 2.5. Палеоструктурная карта поверхности фундамента Припятского прогиба к началу евлановско-домановичского времени (к началу главной фазы рифтогенеза): 1 – конседиментационные разломы; 2 – линия выклинивания верхнепротерозойских отложений (остальные условные обозначения – см. рис. 2.3)

Главная фаза синрифтового развития (стадии рифтового грабена) охватывает отрезок времени от евлановского до конца девонского периода. На ее протяжении на фоне таких характерных для рифтогенеза явлений, как интенсивное проявление разломной тектоники сбросового характера и процессов магматизма накопился основной объем выполняющих грабен пород: нижне- и верхнесоленосная толщи, межсолевые и надсолевые девонские отложения.

В евлановско-домановичское время происходило интенсивное опускание территории прогиба, сопровождавшееся накоплением нижней соленосной формации. В восточной половине прогиба она согласно залегает на подстилающих отложениях, а в западной – трансгрессивно перекрывает все более древние отложения – от нижнеевлановских до саргаевских [92; 94]. На большей части территории формация представлена соленосными отложениями, которые на западе, где темпы прогибания были значительно меньше, фациально замещаются терригенно-сульфатно-карбонатными, а на крайнем северо-востоке – вулканогенными отложениями. Устойчивое соленакопление началось со второй половины евлановского времени сначала в восточной, южной и центральной частях прогиба, а затем на севере и западе и закончилось в конце ливенского времени сначала на западе и севере, а затем на юге и юго-востоке.

Рубежи Припятского прогиба как замкнутой структуры в позднефранское время были близки к его современным границам, за исключением северной, где граница бассейна осадконакопления выходила за пределы краевого разлома. Величина опусканий по разрывным нарушениям, ограничивающим прогиб, за время накопления формации составила: по Южно-Припятскому разлому не менее 800–900 м, Лоевскому, Северо-Припятскому и системе разломов, ограничивающих Микашевичско-Житковичский выступ, первые сотни метров. В самом конце франского века Микашевичско-Житковичский выступ начал проявлять себя как активный источник сноса обломочного материала.

Верхнефранская соленосная формация, по мнению большинства исследователей [62; 93; 111; 187 и др.], накапливалась в мелководных условиях. Осадконакопление полностью компенсировало резко дифференцированное по разломам прогибание. Для толщи характерны постседиментационные изменения мощности, которые обусловлены процессами галокинеза на участках общего увеличения первичноосадочной мощности формации, а также эрозионными и другими процессами.

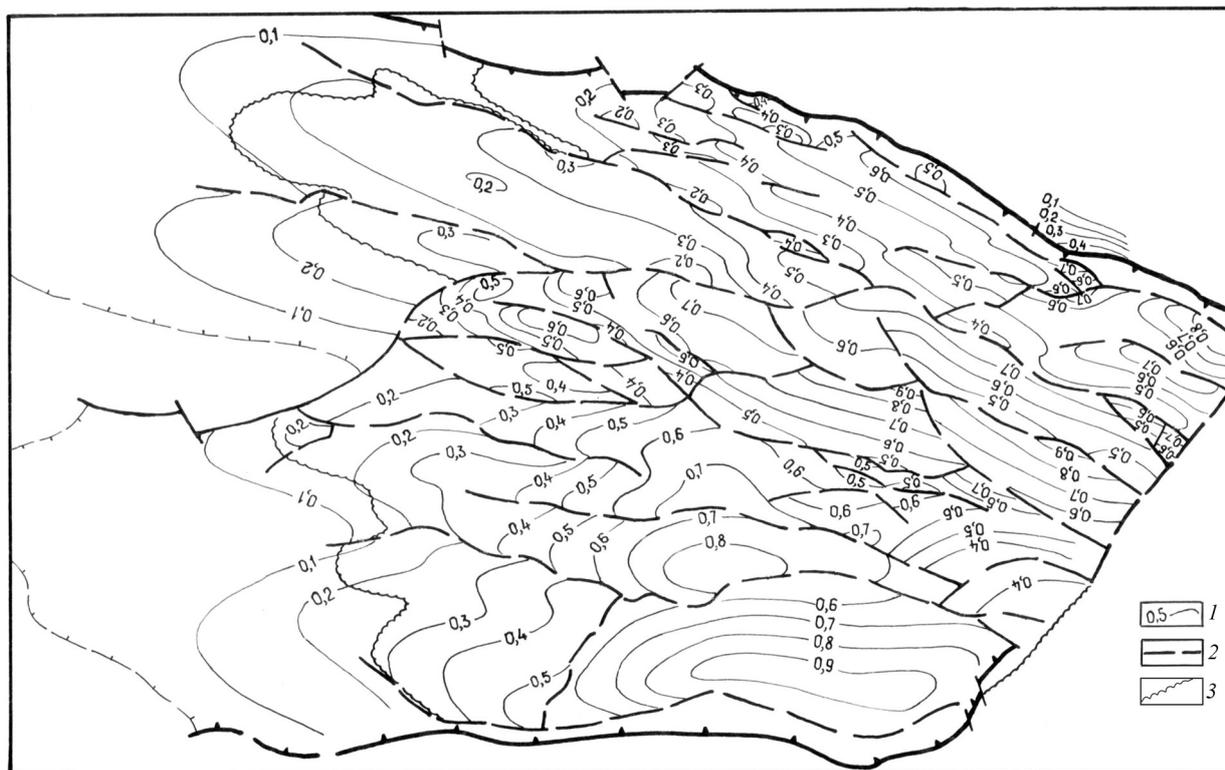


Рис. 2.6. Палеотектоническая карта Припятского прогиба евлановско-домановичского времени: 1 – изолинии амплитуды прогибания (воссозданные на участках развития соляных структур), км; 2 – конседиментационные разломы; 3 – граница распространения соляной литофации (остальные условные обозначения – см. рис. 2.1)

ми в головных частях поднятых крыльев разломов. Перечисленные вторичные изменения мощности по возможности учтены на палеотектонической карте времени накопления формации (рис. 2.6).

В позднефранское время интенсивное прогибание территории Припятского прогиба (со значительным опережением в восточной части) проходило на фоне резкой дифференциации тектонических движений по разрывным нарушениям преимущественно субширотного простирания.

В северной части территории амплитуда прогибания была относительно невелика – 400–600 м. К югу от Червонослободско-Малодушинского разлома на западе и Речицко-Вишанского разлома на востоке проходила граница области более интенсивного опускания с максимальными амплитудами прогибания в погруженных частях ступеней до 900 м. В центральной части грабена интенсивно формировались Хойникский и Петриковский выступы. Осевая часть Петриковского выступа представляла собой микрограбен, по обе стороны от которого происходило обратное-направленное погружение ступеней в сторону краевых разломов. Такой четкой симметрии в строении восточной части прогиба не было. Его осевая линия в пределах Хойникского выступа смещена далеко на юг. Здесь границей смены наклона ступеней служила линия Буйновичско-Наровлянского разлома.

По поверхности фундамента к началу фаменского века (рис. 2.7) произошло обособление Припятского прогиба как самостоятельной структуры. Лишь на крайнем юго-западе сохранился незначительный наклон на запад, частично унаследованный от структуры древней Волынской впадины. Суммарная амплитуда опусканий по ограничивающим Припятский грабен краевым разломам составила: по Южно-Припятскому – 1100–1300 м, Лоевскому – 300–700 м, Северо-Припятскому и Микашевичско-Житковичскому – первые сотни метров.

За рассматриваемый отрезок времени поверхность фундамента впервые приобрела региональный наклон на восток. С позднефранского времени ведущим фактором структурообразования становятся движения блоков фундамента по разрывным нарушениям. Амплитуда субрегиональных ступенеобразующих разломов составляла первые сотни метров, увеличиваясь с запада на восток

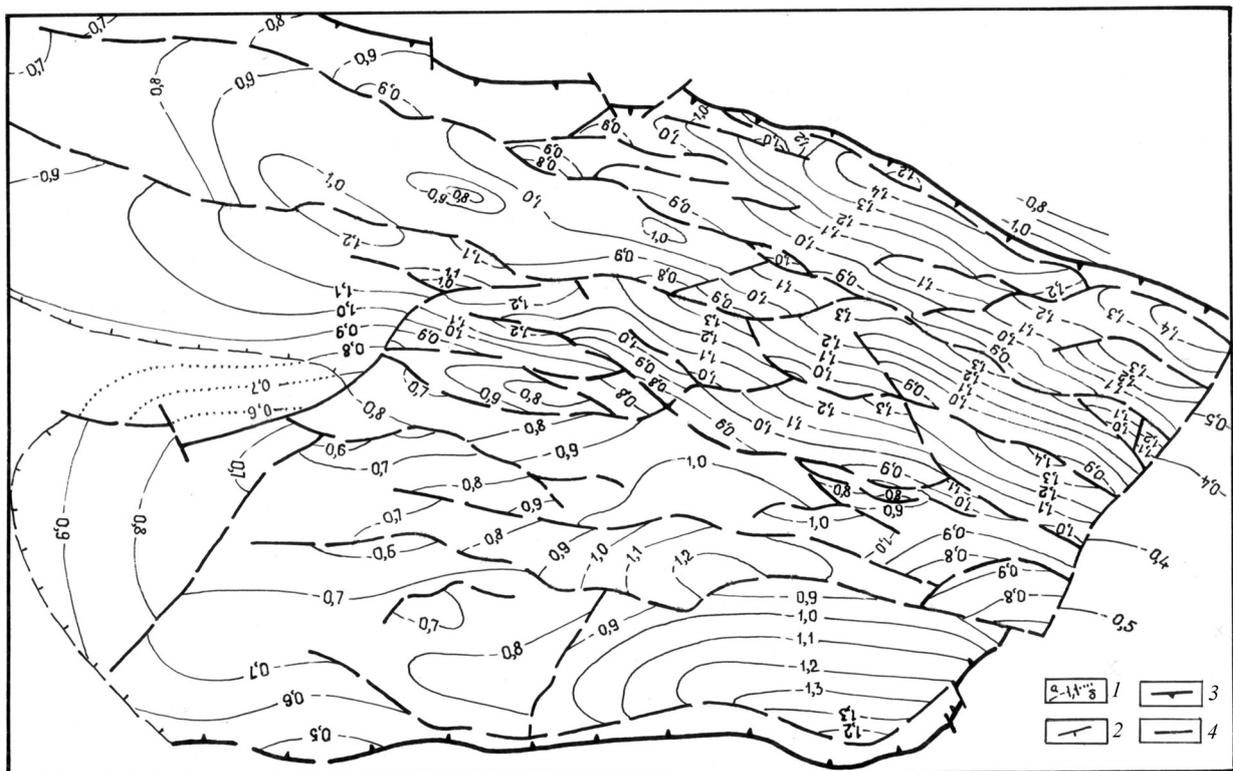


Рис. 2.7. Палеоструктурная карта поверхности фундамента Припятского прогиба к началу фаменского времени: 1 – палеоизогипсы поверхности фундамента, км (а – существующие, б – восстановленные); 2 – границы постседиментационного размыва отложений; 3, 4 – конседиментационные разломы (3 – краевые, 4 – прочие)

от 100 до 300–400 м. Поверхность фундамента в пределах погребенных выступов и в головных частях ступеней залегала на отметках –800 м, а в опущенных их частях достигала –1400 м. Наиболее обширными по площади приподнятыми участками, кроме западной части прогиба в целом, являлись районы Хойникского и Петриковского погребенных выступов, погружение ступеней по обе стороны от которых шло, как отмечалось выше, в направлении краевых разломов.

Таким образом, к началу фаменского времени впервые была заложена основа того структурного плана поверхности фундамента и подсолевых отложений, по которому в дальнейшем шло развитие основной структуры Припятского прогиба как рифтового грабена.

В домановичско-петриковское время раннего фамена происходило дальнейшее усиление тектонической активности территории Припятского прогиба – увеличение контрастности подвижек по разломам и активное проявление на востоке вулканической деятельности. В условиях открытого морского бассейна с нормальной соленостью, сообщавшегося с морями юго-западной и центральной частей ВЕП и Днепровского прогиба [232], накапливалась песчано-глинисто-известняковая (межсолевая) формация, согласно залегающая на большей части территории на «переходной» галогенно-карбонатно-глинистой пачке нижней соленосной формации. Верхнюю границу формации большинство исследователей [1; 124; 233] проводит по подошве сульфатно-карбонатной базальной пачки среднефаменской соленосной толщи. Границы бассейна осадконакопления на юге и частично на западе были близки к современным границам Припятского прогиба и выходили за его пределы на востоке, а также на севере, где современный рубеж распространения формации является постседиментационным.

В рассматриваемое время активность ограничивающих Припятский грабен краевых разломов была различной. Амплитуда подвижек по Южно-Припятскому разлому (1000–1500 м) по-прежнему намного превышала таковую по Северо-Припятскому разлому (первые сотни метров). Южный краевой разлом служил границей бассейна осадконакопления и области денудации (Украинский щит), а Северный – контролировал распределение мощностей и фаций единого бассейна осадконакопления. Амплитуда вертикальных перемещений по Микашевичско-Житко-

вичской системе разломов достигла 1000 м, а район Микашевичско-Житковичского выступа был источником сноса обломочного материала. Амплитуду подвижек по Лоевскому разлому оценить трудно, но о его значительной активности свидетельствуют проявления вулканизма в восточной части грабена и на территории Брагинско-Лоевской седловины. Изменение мощности межсолевой формации (от 0 до 1000 м и более) дает общее представление о величине прогибания территории за рассматриваемый отрезок времени, а степень дифференциации их по площади – о сложности тектонической обстановки.

Межсолевая формация Припятского прогиба сложена породами разного литологического состава [80; 86; 124; 138]. С севера на юг происходит убывание содержания карбонатного материала и нарастание терригенного, в центре преобладают темноцветные мергельные и аргиллитомергельные породы доманикового типа, на востоке – вулканогенные образования.

Прослеживается определенная закономерность в изменении мощностей и фаций отложений. Максимальные (до 1000 м и более) мощности формации характерны для отложений шельфа и вулканогенных образований периферийных частей прогиба, минимальные (200–300 м) – для отложений депрессионных относительно глубоководных фаций центральной его части. Увеличение к центру прогиба глинистости («глубоководности») межсолевой толщи и уменьшение ее мощности свидетельствует о существовании к концу ее накопления некомпенсированной депрессии, выполненной затем верхнефаменской соленосной толщей [13; 111 и др.].

Без учета поправки на неравномерное уплотнение осадков глубина котловины достигала 600–700 м, а границы контролировались мощностями галитовой субформации и интенсивностью проявления в ней соляной тектоники [106]. Таким образом, величина амплитуды прогибания в пределах некомпенсированной депрессии в два-три раза превышала значения мощности межсолевой формации. Предпринятая авторами попытка реконструкции палеотектонической обстановки времени накопления домановичско-петриковских отложений [211] отражена на рис. 2.8.

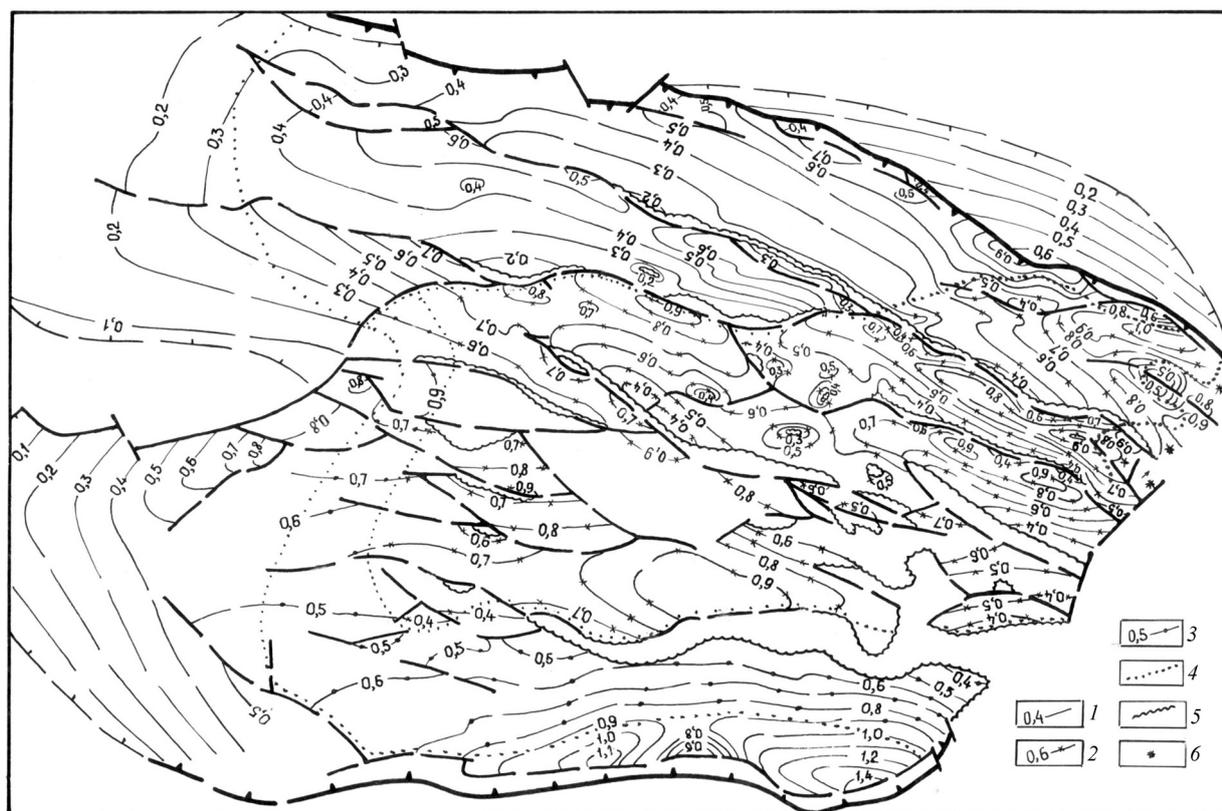


Рис. 2.8. Палеоструктурная карта Припятского прогиба домановичско-петриковского («межсолевого») времени: 1–3 – изолинии амплитуды прогибания (1 – компенсированного осадконакоплением, 2 – не полностью компенсированного, 3 – в переходной области); 4 – границы областей прогибания; 5 – зоны отсутствия межсолевых отложений; 6 – область развития вулканических построек

На протяжении раннефаменского времени развитие Припятского прогиба в целом носило унаследованный характер от предыдущей позднефранской фазы и происходило на фоне интенсивного прогибания и активных подвижек по разломам с амплитудами, достигавшими многих сотен метров. Область максимального прогибания, занимавшая в начале формирования рифтового грабена его восточную часть, постепенно охватывала и более западные районы. В центре прогиба по-прежнему стабильно приподнятое положение занимал Хойникский выступ (хотя он находился в зоне некомпенсированного прогибания) со ступенчатым погружением на запад от –400 до –800 м.

Петриковский выступ оставался морфологически менее выраженным, амплитуда подвижек по ограничивающим его с севера и юга разломам составляла 300–400 м. Начавшийся в позднефранское время процесс формирования в его своде микрограбена в задонско-елецкое время активно продолжался, свидетельствуя о достаточно интенсивных растягивающих напряжениях в это время. Наряду с основными субширотными разломами заметно проявили себя и разломы северо-восточного простирания, которые, так же как и субширотные, в ряде случаев влияли на распределение мощностей и фаций отложений.

Структура поверхности фундамента в раннем фамене развивалась в целом по плану, сформированному к началу фамена, на фоне увеличения интенсивности движений по разломам и увеличения углов региональных наклонов ступеней. Если к началу фамена они не превышали $2-3^\circ$, то к началу среднего фамена уже достигали $5-6^\circ$. Амплитуда Северного краевого разлома составляла величину порядка 500 м (максимум 800–1000 м), а Южного – не менее 2,5 км. Значительно увеличились амплитуды и основных субрегиональных разломов: Речицко-Вишанского и Червонослободско-Малодушинского – до 800 м, Буйновичско-Наровлянского – до 700 м, Червонослободского – до 1,2 км. Глубина залегания поверхности фундамента в наиболее погруженных частях прогиба достигала 2,0–2,5 км. Области максимального прогибания тяготели к его восточной половине, лишь район Хойникского выступа оставался стабильно приподнятым. Петриковский выступ, являясь осью симметрии для западной части прогиба, был относительно более погруженным участком, чем Хойникский выступ.

Лебедянско-полеская (средне-позднефаменская) подфаза с максимальной дифференцированной по разломам амплитудой прогибания и накоплением мощной (тысячи метров) толщи пород галогенной калиеносно-галитовой и надсолевой сланценосной формаций является наиболее интенсивной в развитии рифтового грабена.

Во время накопления калиеносно-галитовой формации границы солеродного бассейна в целом совпадали с границами Припятского грабена. На востоке через Брагинско-Лоевскую седловину осуществлялась его связь с Днепровским бассейном, которая многократно прерывалась, а на севере солеродный бассейн периодически соединялся через Жлобинскую седловину с морем центральных районов Русской плиты [80; 87]. Области сноса были Украинский щит и Микашевичско-Житковичский выступ, а позднее, во время накопления калиеносной субформации, возможно, и Брагинский выступ фундамента [175].

Образования галитовой субформации согласно или без видимого несогласия залегают на подстилающих межсолевых отложениях на большей части территории прогиба. Трансгрессивное залегание отмечается по периферии бассейна и на выступах эрозионно-тектонического рельефа не только на границе некомпенсированной депрессии и шельфа, но и в пределах самой депрессии. Галитовая субформация в краевых частях прогиба замещается несолевыми породами [80].

Мощность субформации (рис. 2.9) изменяется от 0 – нескольких десятков метров в соляных прогибах и на участках с пластовым ее залеганием до 3250 м в соляных массивах, расположенных, как правило, над приподнятыми по разломам блоками фундамента. Современное распределение мощности субформации не отражает палеотектонической обстановки времени ее накопления. Это обусловлено такими факторами, как интенсивная соляная тектоника и растворение больших объемов соли в криптодиапирах в позднефаменско-раннепермское и более позднее время, когда их своды длительное время находились на поверхности или в приповерхностных условиях, в результате чего могло быть растворено около половины ее объемов [113].

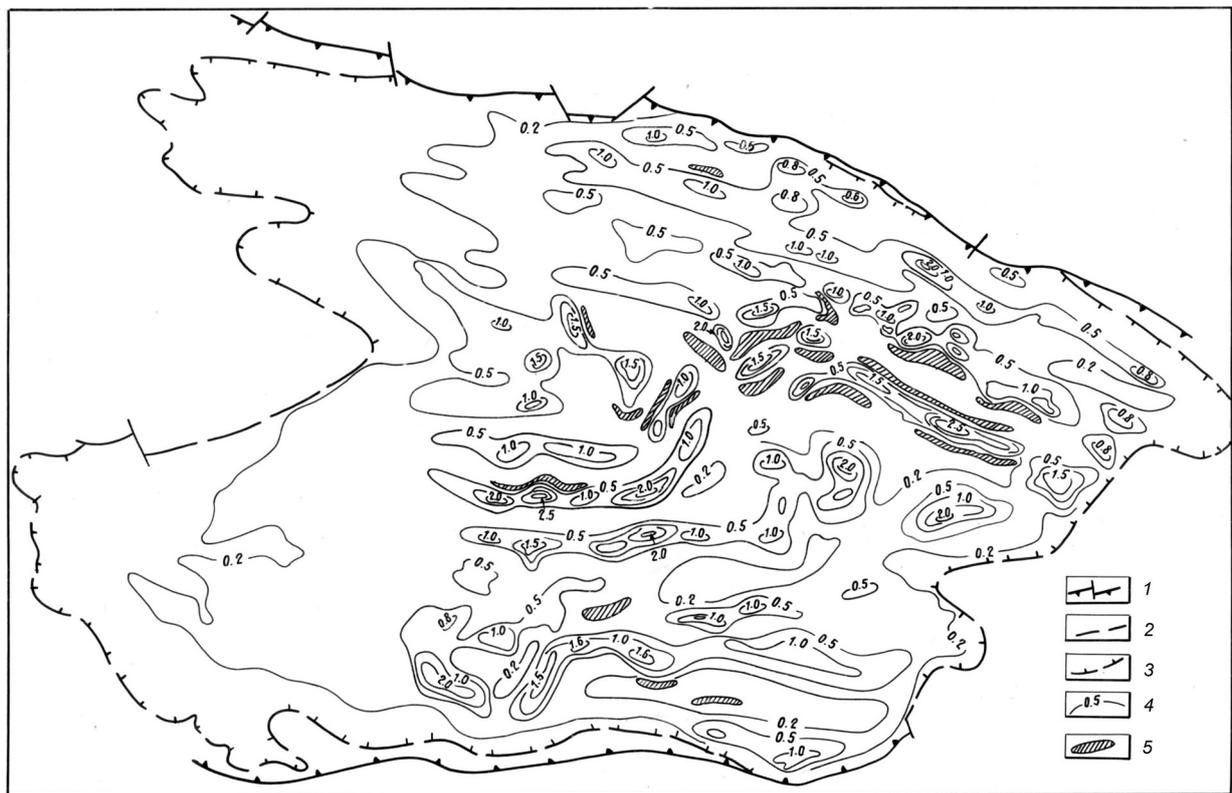


Рис. 2.9. Карта мощности галитовой субформации среднефаменского возраста Припятского прогиба (по данным Б. А. Протасевича, Э. А. Высоцкого, В. З. Кислика): 1, 2 – конседиментационные разломы (1 – краевые, 2 – прочие); 3 – граница распространения отложений; 4 – изопахиты отложений, км; 5 – зоны отсутствия или резкого сокращения субформации в результате галокинеза

Оценка развития прогиба времени накопления галитовой субформации в большей степени качественная, чем количественная. Она основывается на многочисленных косвенных данных о вещественном составе субформации, фациальных переходах и замещениях, характере взаимоотношения с вмещающими толщами, а также о формировании соляных структур, их соотношения со структурами подсолевого ложа [87; 113 и др.].

Основные черты развития прогиба за описываемое время характеризуются следующим. Осадконакопление происходило в бассейне с расчлененным эрозионно-тектоническим рельефом дна и относительно глубоководной некомпенсированной депрессией в центре. Соленаккумуляция началась (первые ритмопачки) в понижениях рельефа в депрессии и на внешнем шельфе. По мере их заполнения площадь развития пластов каменной соли расширялась, и постепенно образования галитовой субформации выполнили геоморфологически выраженную некомпенсированную депрессию.

Субформация накапливалась в условиях высокой тектонической активности и интенсивных подвижек по разломам. О том, что их амплитуды измерялись сотнями метров, можно судить по участкам, где галитовая субформация находится в пластовом залегании и ко времени ее накопления прогибание было компенсировано осадками. На северо-западе прогиба значения амплитуд составляли 200–400 м. При тенденции возрастания на восток интенсивности разломной тектоники эти цифры значительно возрастают. В целом, в пределах Северной структурной зоны величина прогибания достигала 500–600 м. Учитывая направленность и унаследованность процесса развития в позднефранско-раннефаменское время, можно предполагать, что амплитуда опусканий в центре и на юге прогиба была не меньше, чем на севере.

Калиеносная субформация накапливалась в условиях продолжавшегося процесса активного формирования рифтового грабена в континентально-морском мелководном бассейне [145; 187], интенсивное прогибание дна которого компенсировалось осадками с примерно равным содержанием

соляных и несоляных разностей. Обломочный материал поступал с окружающих участков суши Украинского щита, Микашевичско-Житковичского и Брагинского выступов фундамента. Территория, прилегающая с севера к Припятскому грабену, представляла пологую равнину, перекрытую девонскими отложениями [80; 105].

В это время значительно активизировались и постепенно нарастали тектонические подвижки по Северо-Припятскому краевому разлому. Вдоль него впервые в истории развития грабена наблюдалось значительное опережение в прогибании по сравнению с зоной Южно-Припятского краевого разлома. Мощность субформации (рис. 2.10) на севере достигает 2,7 км, в то время как в центре и на юге она составляет 1,5 км (редко 2,0 км). С юга на север увеличивается и полнота ее разреза за счет верхних ритмопачек [87]. Полное отсутствие субформации на большой площади свидетельствует о значительном отставании в погружении южной и юго-восточной частей. К концу ее накопления наблюдается постепенное ослабление региональной тектонической активности, о чем свидетельствует снижение коэффициента расчлененности дна бассейна и сглаживание рельефа окружающей суши [105].

Современное распределение мощностей калиеносной субформации – это суммарный результат компенсированного осадконакоплением прогибания в условиях блоковых подвижек фундамента по разрывным нарушениям и обусловленного ими соляного тектогенеза галитовой толщи, а также явлений постседиментационного размыва субформации перед накоплением надсолевых отложений и частичного ее выщелачивания. Породы субформации непосредственно не участвовали в соляном тектогенезе, а лишь пассивно реагировали на перетекание соли галитовой толщи. Учитывая амплитуду соляных структур и разность мощностей калиеносной толщи в опущенном и поднятом крыльях разломов, можно в первом приближении оценить амплитуду подвижек по разломам, которая составляла сотни метров.

Во время накопления субформации произошла активизация движений по линии доплатформенного Первомайско-Заозерного разлома северо-восточного простирания. В плане с этой линией

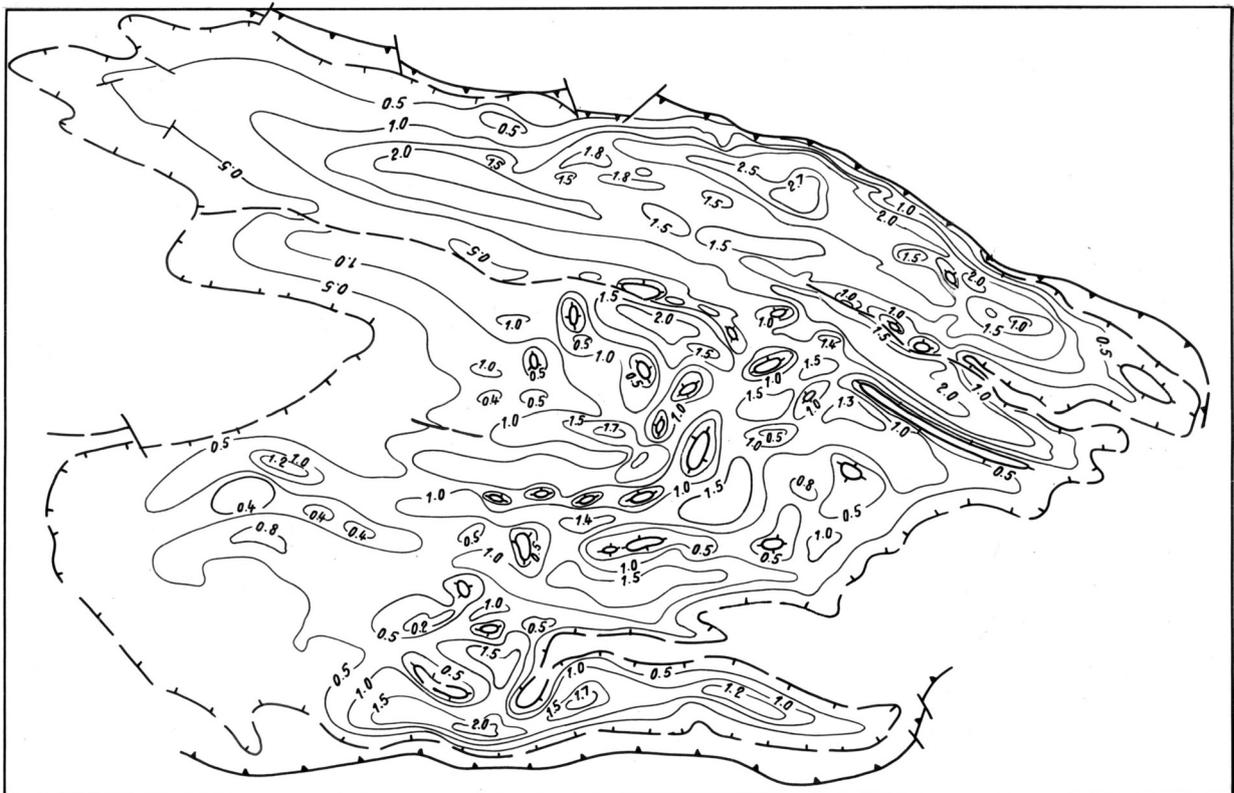


Рис. 2.10. Карта мощности калиеносной субформации среднефаменского возраста Припятского прогиба (по данным В. З. Кислика, Э. А. Высоцкого, Б. А. Протасевича) (условные обозначения – см. рис. 2.9)

совпадает смена ориентировки отдельных соляных структур и валов с субширотной на северо-восточную и усиление проявления галокинеза. Первомайско-Заозерный разлом является западной границей поперечного Центрального сегмента Припятского прогиба. Для этого сегмента характерна повышенная плотность разломов подсолевого ложа, подвижки по которым создавали дифференцированное поле напряжений в соли, усиливая интенсивность процессов галокинеза.

К концу позднефаменского времени, когда шло накопление надсолевой известняково-мергельно-глинистой сланценосной формации, солеродный бассейн на территории Припятского прогиба прекратил свое существование. В условиях мелководного лагунно-морского опресненного бассейна [80] общее прогибание дна компенсировалось осадками. Границы его были близки к границам современного распространения формации, перекрывающей всю территорию грабена, в том числе и северная граница [109]. На востоке Припятский бассейн сообщался с морским бассейном Днепровского прогиба. В это время тектоническая активность значительно снизилась: так, скорость движений по разломам упала соответственно с 400 на предыдущем этапе до 60–32 м/млн лет [108; 227].

Мощность формации изменяется от 0 м на сводах соляных поднятий до 1400–1800 м в синклиналильных зонах. Участки общего увеличения мощностей (более 1000 м) локализуются на юге прогиба над наиболее погруженной частью Наровлянско-Ельской ступени, а также на востоке – до 1600–1800 м вдоль восточной части Речицко-Вишанского разлома (к северу и югу от него). На остальной территории прогиба они составляют в основном 200–600 м. В целом, при субширотной ориентировке структур общее возрастание мощностей формации на востоке прогиба создает субмеридиональную зональность в их распределении.

Общий анализ данных об особенностях средне-позднефаменской фазы развития палеорифтового бассейна показывает, что впервые отмечается опережение амплитуды прогибания в его северной части (рис. 2.11). Вдоль Северо-Припятского краевого разлома она достигала 3,5 км и более, уменьшаясь к головным частям Речицко-Шатилковской и Червонослободско-Малоду-

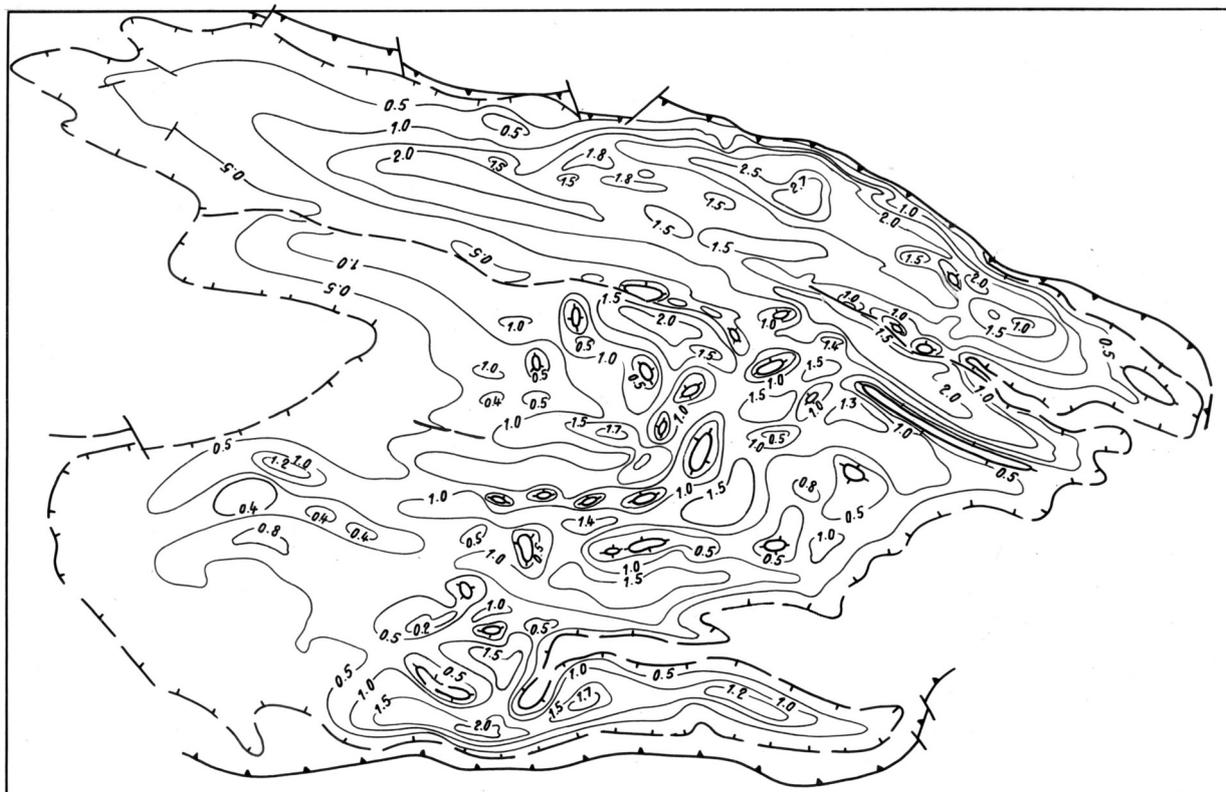


Рис. 2.11. Карта суммарной мощности средне-верхнефаменских отложений Припятского прогиба: 1, 2 – границы распространения (1 – надсолевых верхнефаменских отложений, 2 – среднефаменской соленосной толщи) (остальные условные обозначения – см. рис. 2.9)

шинской ступеней до 1,5 км, а на крайнем западе до 1,0–0,5 км. Амплитуда движений по Речицко-Вишанскому и Червонослободскому разломам, увеличиваясь с запада на восток, достигала не менее 2 км. На юге грабена общая амплитуда прогибания изменялась от 1,0–1,5 км в головной части Наровлянско-Ельской ступени до 3,0–3,5 км в наиболее погруженной ее части. В наиболее погруженной восточной части Червонослободско-Малодушинской, а также Заречинско-Великоборской, Шестовичско-Сколодинской ступеней величина прогибания достигала 2,5–3,5 км. Продолжалось развитие Хойникского и Петриковского погребенных выступов, погружавшихся с востока и запада навстречу друг другу от 0,5–1,0 км до 2,5 км соответственно. Несомненно, мощные восходящие движения в позднефаменское время в районах Брагинского и Микашевичско-Житковичского выступов фундамента оказали самое непосредственное влияние на формирование срединных погребенных выступов Припятского грабена, которые являются естественным морфологическим и генетическим продолжением первых [210].

Структура поверхности фундамента на протяжении среднего и позднего фамена (рис. 2.12) развивалась по тому же плану, основа которого была сформирована в позднефранско-раннефаменское время. Процесс шел на фоне максимальных за всю историю развития грабена подвижек блоков фундамента по разрывным нарушениям. К началу карбона амплитуда краевых разломов достигала нескольких километров: Северо-Припятского – не менее 3,0 км (по сравнению с максимальной амплитудой 0,8–1,0 км к началу среднего фамена), Южно-Припятского – до 4,5 км (по сравнению с 2,5 км), Лоевского разлома на отдельных участках – до 1,0 км. Амплитуда основных субрегиональных разломов (Речицко-Вишанского, Червонослободско-Малодушинского, Буйновичско-Наровлянского) была не менее 2,0–2,5 км, т. е. не менее 75–80 % ее современной величины. Значительно увеличилась плотность разломов (особенно в центральной части прогиба) за счет появления новых, оперяющих основные субширотные разломы, а также дробления склонов ступеней малоамплитудными нарушениями.

В пределах Северной зоны ступеней поверхность фундамента залегала на отметках от –1,5 км в головных частях ступеней до –5,5 км в наиболее погруженных их частях.

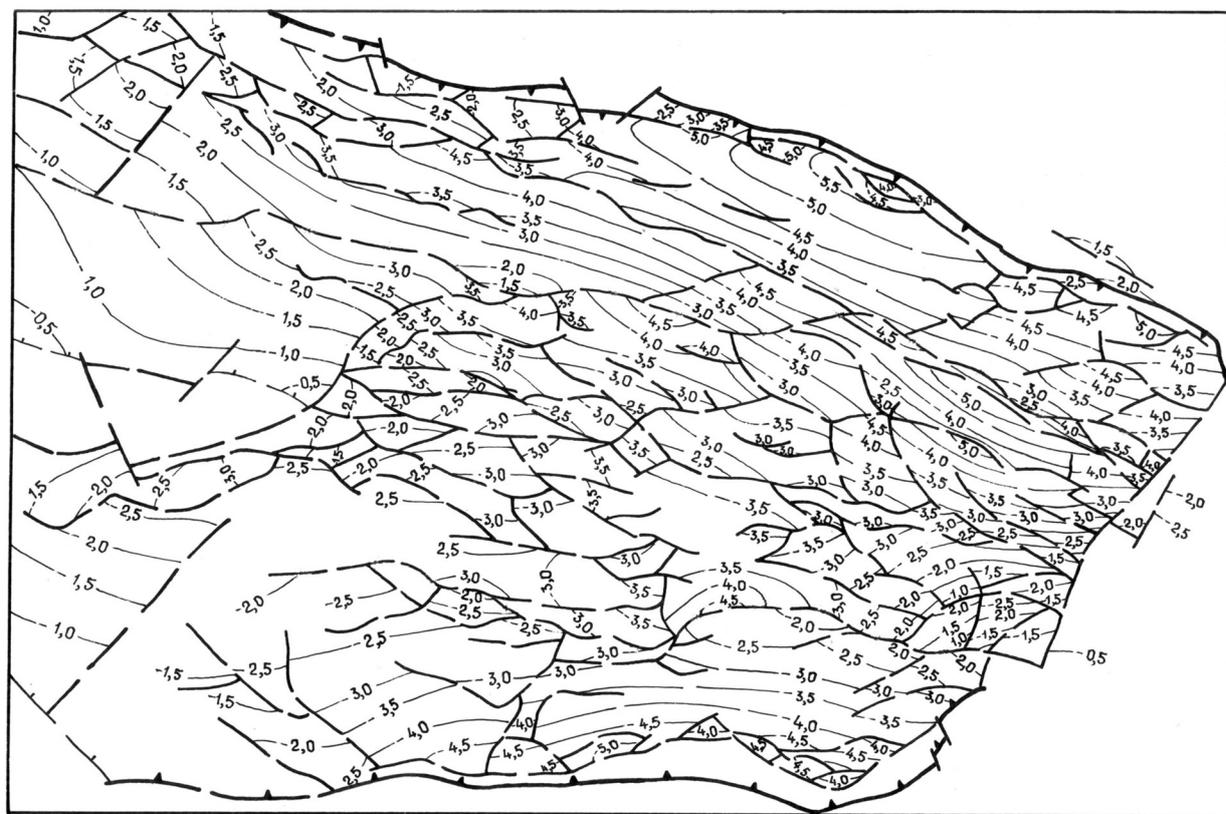


Рис. 2.12. Палеоструктурная карта поверхности фундамента Припятского прогиба к началу каменноугольного времени (условные обозначения – см. рис. 2.7)

На юге в пределах Наровлянско-Ельской ступени эти значения изменялись соответственно от –2 до –5 км. Так же как и на севере, углы наклона ступени достигали 6–8°. На остальной части Внутреннего грабена в головных частях ступеней фундамент залегал на более низких отметках, чем на севере и юге прогиба (в основном –2,5 км) погружаясь до –5,0 км вниз по падению с углами наклона до 15°. Наиболее приподнятое положение занимал фундамент в пределах Петриковского и Хойникского погребенных выступов, погружаясь от их краевых частей к центру прогиба от –1,5 до –3,5 км.

К концу девонского периода завершается главная фаза развития рифтового грабена, на протяжении которой была в основном сформирована структура фундамента и всех подразделений девонской секции осадочного чехла.

Основные данные по динамике становления границ Припятского прогиба в чехле и по поверхности фундамента обобщены в работе [213] и приведены в табл. 2.1 и 2.2, а также на рис. 2.13.

Таблица 2.1. Становление границ Припятского прогиба в структуре чехла и поверхности фундамента

| Границы | Время завершения формирования границ Припятского прогиба | |
|-----------|---|---|
| | в структуре чехла | по поверхности фундамента |
| Западная | D ¹ ₃ rch-ev – седиментационная, трансгрессивная | к началу D ² ₃ dm-ptr |
| Восточная | D ¹ ₃ ev-lv – седиментационно-тектоническая | D ¹ ₃ ev-lv |
| Северная | D ¹ ₃ rch-ev (Припятского прогиба) – седиментационная, регрессивная D ² ₃ lb (Припятского грабена) – тектоническая | D ¹ ₃ ev-lv (Припятского прогиба) D ² ₃ lb (Припятского грабена) |
| Южная | D ¹ ₃ rch-ev – тектоническая, унаследована от стадии предрифтовой синеклизы | D ¹ ₃ rch-ev – унаследована от стадии предрифтовой синеклизы |

Таблица 2.2. Изменение во времени амплитуды вертикальных движений краевых разломов Припятского грабена, м

| Зона разломов | Стадии и фазы развития | | | | |
|-------------------|------------------------------------|---|-----------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|
| | синеклизы | рифтового грабена | | | |
| | | D ₂ -D ¹ ₃ fr ₁ | ранняя | главная | |
| | D ¹ ₃ rch-ev | | D ¹ ₃ ev-lv | D ² ₃ dm-ptr | D ² ₃ lb-pl |
| Северо-Припятский | 0 | 40–110 | до 325 | до 500 | до 2500–3000 |
| Южно-Припятский | до 70–100 | более 300 | более 900 | более 1400 | более 2000 |

В течение последующих поздней (ранне-среднекаменноугольной) фазы развития рифтового грабена и пострифтовой стадии (позднекаменноугольной – триасовой) полностью прекращается проявление магматизма и наблюдается резкий спад интенсивности развития разломов и соляных структур. Так, скорость движения по разломам снизилась от сотен м/млн лет в главную фазу до десятков м/млн лет (на порядок) в позднюю [182]. На формирование структуры ниже-среднекаменноугольных и пермско-триасовых отложений соляная тектоника оказывала гораздо большее влияние, чем разломная. Суммарные мощности ниже-среднекаменноугольных отложений [182; 230] в западной части прогиба, вне площади развития соляных поднятий, составляют десятки – первые сотни метров, что свидетельствует о слабых нисходящих движениях в это время. Значительно большие значения мощности отмечены в южной структурной зоне до 400–600 м, и в центральной – до 600–800 м. Они накапливались в глубоких синклиналиных зонах, образованных в основном процессами соляного тектогенеза. Суммарные мощности пермско-триасовых отложений резко дифференцированы – от 0–300 м в сводах соляных поднятий до 1000–1500 м в прислоненных компенсационных мульдах [155]. Заметных подвижек по разломам в это время не наблюдалось; возможно, они составляли первые десятки метров. Мощности отложений нарастают преимущественно от периферии Припятского прогиба к его центральной части.

На киммерийско-альпийском этапе в поздне-триасово-среднеолигоценое время территория Припятского прогиба представляла собой западную центриклиналь обширной отрицательной структуры – Припятско-Днепровской синеклизы, развивавшейся над Припятско-Донецким гер-

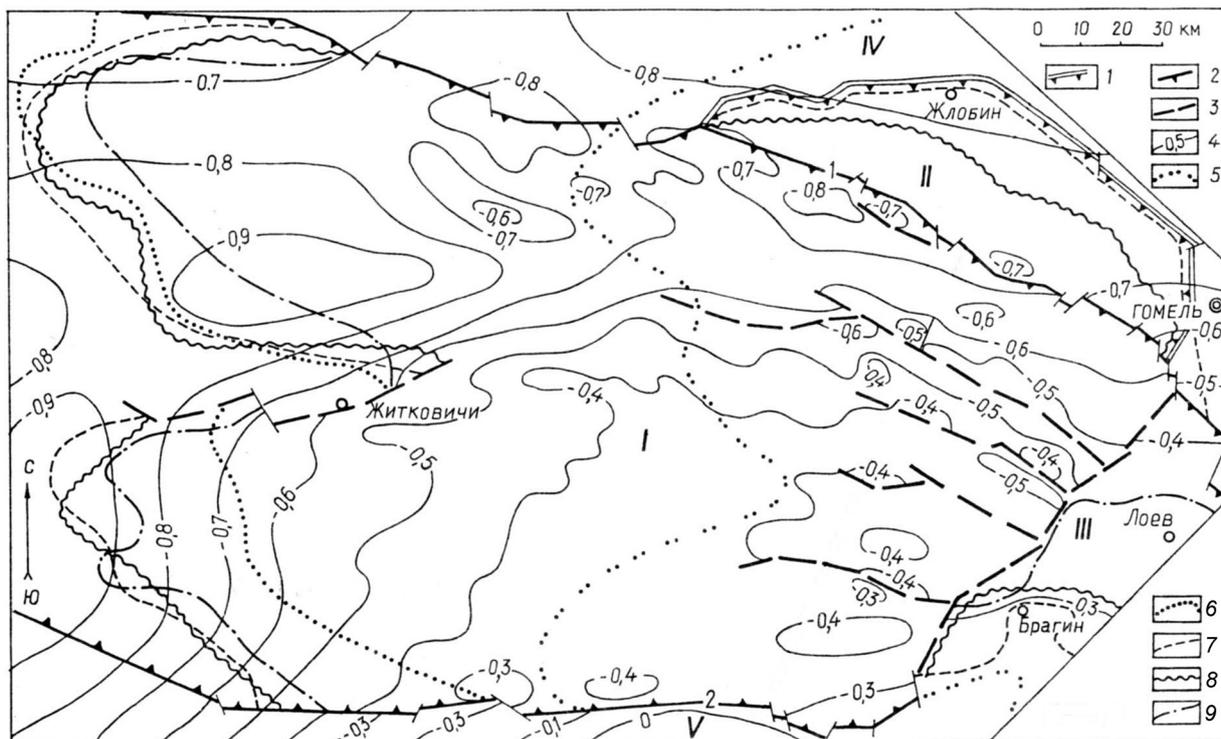


Рис. 2.13. Динамика развития границ Припятского прогиба: 1, 2 – синрифтовые разломы (1 – ограничивающие Припятский прогиб; 2 – ограничивающие Припятский грабен (1 – Северо-Припятский, 2 – Южно-Припятский)); 3 – прочие разломы; 4 – палеоизогипсы поверхности фундамента к началу главной фазы рифтогенеза (евлановско-ливенское время позднего девона), км; 5–9 – границы Припятского осадочного бассейна во время накопления отложений (5 – речицких, 6 – воронежско-евлановских, 7 – евлановско-ливенских, 8 – домановичско-петриковских, 9 – лебедянко-полесских (в границах Припятского грабена)); I–V – тектонические структуры (I – Припятский грабен, II – Северо-Припятское плечо, III – Брагинско-Лоевская седловина, IV – Жлобинская седловина, V – Украинский щит)

цинским авлакогеном [227]. На новейшей стадии (верхний олигоцен – квартер) над центральной и западной частями герцинского Припятского палеорифта сформировалась одноименная широтная неотектоническая ступень размером 300×100 км [103]. Она была наложена и на другие сопредельные палеозойские структуры – Полесскую седловину и восточную часть Подляско-Брестской впадины. Припятская ступень соответствует области значительного (до 170 м и более) неотектонического поднятия на юге Беларуси. Региональная ступенчатая структура отчетливо выражена по подошве четвертичных отложений в виде высоко (более 100 м над уровнем моря) приподнятой области с пологим уклоном с юга на север от еще более высоких неотектонических структур – Украинской антеклизы, Ровенской седловины, Польско-Подольского поднятия в сторону новейшей Литовско-Эстонской моноклинали. На восточную часть Припятского палеорифта наложено центриклинальное замыкание неотектонического Березинского структурного залива.

2.2. Динамические факторы начального проявления синрифтовых процессов

2.2.1. Структурированность земной коры на предрифтовой стадии

Начальным фактором, предопределившим особенности рифтогенеза в зоне Припятского прогиба, стала структурированность (фрактальность) земной коры на предрифтовой стадии герцинского этапа (среднедевонско-среднефранское время). Она определялась латеральной и вертикальной неоднородностью структурно-вещественных комплексов квази- и катаплатформенных чехлов и фундамента, связанных с фронтом определенной С. В. Богдановой субдукции Фенноскандии под Сарматскую плиту в конце раннего протерозоя [33; 250; 255] и развитием позднепротерозойского Вольно-Оршанского прогиба. Ведущим элементом предрифтовой архитектуры в Припятской зоне являлся Южно-Припятский разлом, который был заложен на доплатформенных

или раннеплатформенных (?) этапах и унаследованно развивался и позднее, особенно – в процессе герцинского рифтогенеза [182; 228]. Южно-Припятский разлом служил границей, обозначавшей место начального проявления процессов рифтообразования и игравший на всем его протяжении особую роль. Пространственная позиция Южно-Припятского разлома не случайна: она маркирует древнюю границу, отображенную в магнитном поле фундамента, и разделяет Русскую плиту и Украинский щит.

Еще на стадии предрифтового растяжения в эйфельско-живетское время, когда территория Припятского прогиба была юго-западной центриклиналью Московской синеклизы, зона Южно-Припятского разлома контролировала ее южную границу. Последняя была представлена флексурой, которую можно сопоставить с линией стыковки штампов на пликативной стадии моделирования структур растяжения. Вплоть до среднего фамена зоне Южного краевого разлома принадлежала ведущая роль в формировании рифтового грабена (см. табл. 2.2). Интенсивное прогибание вдоль зоны Северного краевого разлома было кратковременным и происходило главным образом в период накопления калиеносно-галитовой формации, когда он стал границей бассейна седиментации и был выражен уступом в рельефе в несколько сотен метров [115].

Общеизвестны факты неоднократной реактивации тектонической активности вдоль древних ослабленных зон земной коры, в том числе и многофазное проявление рифтогенных процессов. По результатам гравитационного моделирования по профилю Евробридж'97 было сделано предположение [139], что зона Южно-Припятского разлома примерно 2 млрд лет назад служила юго-восточным ограничением Осницко-Микашевичского вулканического пояса; на субплатформенной стадии эволюции коры – подводящим каналом для кислых магм, формировавших Коростенский плутон; в позднем девоне – границей Припятского рифтового грабена, вдоль которой происходило внедрение интрузии основных пород, отраженной в верхнем слое земной коры в виде локальной гравитационной и магнитной аномалий [139, с. 38, рис. 6, а]. Согласно этим же данным, дефицит плотности блока Коростенского плутона по сравнению с территорией Припятского прогиба до глубин 15 км со снятием эффекта плотности осадочного чехла составляет в среднем $0,11 \text{ г/см}^3$ (соответственно, разница значений $2,63$ и $2,74 \text{ г/см}^3$). Внешнее воздействие на такие градиентные объемы земной коры могло послужить причиной дополнительного источника энергии при формировании Припятского прогиба, который был реализован в устойчивом активном «всплывании» блока Коростенского плутона – южного плеча палеорифта, и его относительно повышенной мобильности начиная со среднего девона.

К сказанному о неоднократной реактивации древних зон разрывных нарушений в рифтовых структурах следует добавить, что в новейшее время динамическая обстановка в зоне Южно-Припятского разлома определяется как левосторонний сдвиг в условиях сжатия, а кинематика дислокаций – как взбросо-сдвиг с амплитудой поднятия северной части Украинского щита на неотектоническом этапе 170–220 м [161].

По материалам глубинного сейсмического зондирования корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) под герцинским Днепровским грабеном был выделен предполагавшийся ранее рифейский «грабен в грабене» [206]. Позже на основании анализа сейсмических данных МОГТ и результатов глубокого бурения в краевых частях Припятско-Донецкого авлакогена выявлена целая система древних рифтогенных прогибов, представленных основными приосевыми и краевыми сегментами [191]. Отложения палеопрогибов южной краевой зоны Припятско-Донецкого авлакогена – Овручской грабен-синклинали (Припятское звено), Зачепиловского (Днепровское звено) и Синявского (Донецкое звено) грабенов – сопоставлены с разрезами позднего протерозоя авлакогенов центральных районов ВЕП. По мнению В. Б. Соллогуба, А. Е. Лукина и их соавторов, названные рифейские грабены представляют собой фрагменты единого рифтогенного палеопрогиба, вдоль которого ремобилизация движений на герцинском этапе сформировала зону южного краевого разлома Припятско-Донецкого авлакогена.

Овручская грабен-синклиналь расположена в пределах Коростенского плутона Украинского щита непосредственно к югу от Припятского прогиба. Разломы, ограничивающие ее с севера, трассируются параллельно Южно-Припятскому краевому разлому на удалении около 10 км. По последним геохронологическим данным возраст магматических пород, слагающих плутон, со-

ставляет 1,8-1,73 Ga [45], а возраст вулканогенно-осадочных образований Овручской грабен-синклинали близок возрасту заключительных интрузий Коростенского плутона. На профиле Евробридж'97 зона перехода от Припятского прогиба к Коростенскому плутону отчетливо прослеживается по поведению скоростных границ как в земной коре, так и в мантии. Положительный контраст скоростных границ в зоне плутона по отношению к окружающим блокам земной коры в ее верхней части составляет 0,6 км/с, в средней части, на глубине 20 км, – 0,35 км/с. Предполагается, что ниже до поверхности М этот контраст скорости сохраняется. Поверхность М под Коростенским плутоном моделируется на глубине 37–39 км на границе перехода от высокоскоростного слоя в низах коры со скоростью Р-волн 7,4–7,6 км/с (под большей частью Припятского прогиба этот слой отсутствует) до 7,9–8,2 км/с в верхней части мантии. В самой мантии граница между Припятским прогибом и Коростенским плутоном, которая на линии профиля одновременно является глубинным проявлением границы между Осницко-Микашевичским вулканоплутоническим поясом и Волынским блоком Украинского щита, маркируется заметным увеличением угла погружения наклонного рефлектора (сейсмической отражающей границы). Авторская интерпретация формирования этой сейсмической границы приведена в 2.4.

2.2.2. Проявление трансрегиональной сдвиговой тектоники: стартовый механизм рифтогенеза

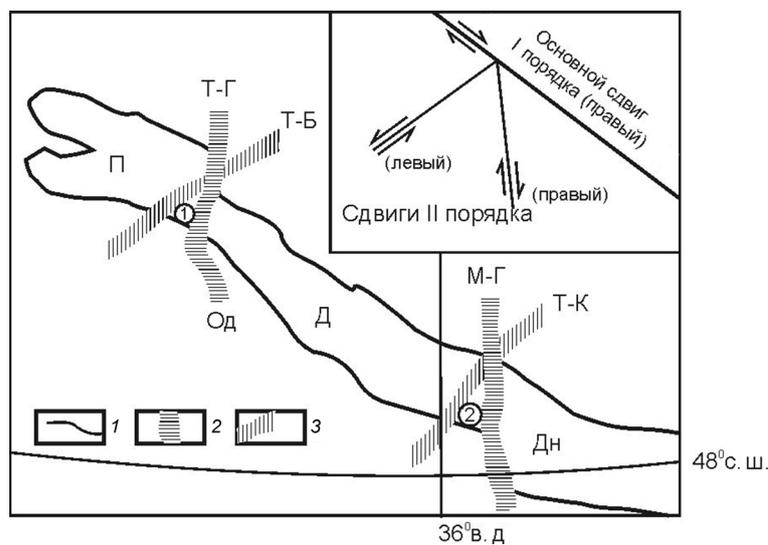
Начальная стадия герцинского рифтогенеза в Припятское зоне и в пределах большей части всего Сарматско-Туранского линеамента скорее всего связана с воздействием срединно-океанического хребта Палео-Тетиса, подходившего в девонское время к юго-западному краю Евразийского континента. На продолжении этого хребта возник Туаркырский рифт, который проградировал на северо-запад в глубь континента в виде трансформного разлома и проявился как правосторонний сдвиг [223]. Вдоль него постепенно закладывались звенья рифтовой системы, из которых Припятское было замыкающим. Предшествующие раннеплатформенные тектонические элементы земной коры – предполагаемый Днепровско-Донецкий рифейский (?) грабен [191] и система разломов его южной краевой зоны – в определенной мере контролировали структурное единство позднепалеозойских рифтовых грабенов западной части Сарматско-Туранского линеамента. При этом Южно-Припятский краевой разлом, как отмечалось выше, служил границей, обозначавшей в Припятской зоне место и начало процессов рифтообразования и игравшей на всем его протяжении особую роль.

Своеобразный плановый рисунок Припятско-Донецкого отрезка Сарматско-Туранского линеамента – «растянутая» Z-образная форма и кулисообразное сочленение Припятского, Днепровского и Донецкого звеньев с заметным изменением их простирания в районе Брагинско-Лоевской и Донецко-Орельской седловин (рис. 2.14) – с большой долей вероятности указывают на то, что процесс рифтогенеза, или по крайней мере его начало, проходил на фоне общего правостороннего сдвига. Подтверждением правостороннего смещения является и «структурный» план аномального магнитного поля с характерной нарушенностью его морфологии.

Вдоль западной части зоны Южно-Припятского разлома структуры Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса на территории прогиба смещены на восток примерно на 100 км по отношению к таковым на территории Украинского щита [185]. Видимо, на рубеже раннего и среднего девона вдоль правостороннего трансконтинентального сдвига с элементами растяжения поэтапно начала закладываться рифтовая система в виде начального Донецкого звена. На участке Донецко-Орельской седловины произошел перескок (джампинг) к северу зоны растяжения от Донецкого к Днепровскому сегменту, а затем на участке Брагинско-Лоевской седловины – аналогичное смещение зоны растяжения от Днепровской к Припятской части палеорифта.

В Припятском звене раскол земной коры и начало подвижек, как уже отмечалось выше, связаны с зоной Южно-Припятского разлома. Пары поперечных разломов, ограничивающих названные седловины, можно рассматривать как сопряженные латеральные правые и левые сдвиги II порядка – производные трансконтинентального сдвига I порядка, которые формируют клино-

Рис. 2.14. Структуры Припятско-Донецкой палеорифтовой зоны: прогибы: П – Припятский; Д – Днепровский; Дн – Донецкий (Донецкое складчатое сооружение); 1, 2 (цифры в кружках) – седловины (1 – Брагинско-Лоевская, 2 – Донецко-Орельская); 1 – краевые разломы палеорифта; 2, 3 – зоны древних доплатформенных разломов согласно [162] (2 – субмеридионального простирания: Од – Одесского, Т-Г – Тикичско-Гомельского, М-Г – Мангусско-Губкинского; 3 – северо-восточного простирания: Т-Б – Тетеревско-Брянского, Т-К – Токмаковско-Купянского). **На врезке** – схема формирования сдвиговой системы [158]



образный рисунок седловин. Видимо, роль поперечных трансформных разломов, по которым происходил скачкообразный перенос отдельных сегментов зоны рифтогенеза, выполняли трассы древних доплатформенных зон разломов фундамента субмеридионального простирания – Мангусско-Губкинской и Одесско-Гомельской. Древние разломы северо-восточного простирания, Токмаковско-Купянский и Тетеревско-Брянский, выполняли роль левосторонних сдвигов внутри самой зоны растяжения.

Проявление сдвиговой тектоники с элементами растяжения в Припятской зоне привело к активизации Южно-Припятского разлома доплатформенного или раннеплатформенного (?) заложения и, вероятнее всего, к формированию обстановки транстенсии. Не исключено, что к этой стартовой фазе рифтогенеза приурочено и развитие структур типа пул-апарт.

Сдвиговый режим деформирования с элементами растяжения, который преобладал в Припятской зоне во время заложения и начальной фазы рифтообразования, сменился в его главную фазу (поздний фран – фамен) режимом интенсивного преимущественного растяжения, определившего в свою очередь развитие сквозькоровой поверхности срыва (детачмента). Все эти почти синхронно или последовательно действовавшие факторы глубинной геодинамики прямо или опосредованно влияли на геологические условия формирования Припятского рифтового бассейна: глубину и интенсивность прогибания, кинематику и морфологию синрифтовых структур, проявление магматизма, теплового и флюидного режимов, особенности седиментации осадков, минерагенез.

2.3. Влияние глубинного синрифтового срыва (детачмента) на процессы рифтообразования

Модель преимущественно пассивного рифтогенеза, которая вероятней всего была реализована в позднем девоне – среднем карбоне в Припятском прогибе, предполагает в соответствии с данными [263] или моделью простого сдвига [269] формирование пологой субгоризонтальной зоны синрифтового внутри- или сквозькорового срыва растяжения – детачмента.

Зону пологого срыва и тектонического течения в континентальных структурах растяжения на уровне верхняя – средняя кора выделяют многие исследователи. Для Байкальского рифта глубина поверхности пологого срыва (глубина, до которой фиксируются очаги землетрясений) составляет 15–20 км [100]. По геофизическим данным – это внутрикоровый слой разуплотнения (волновод) мощностью 5 км. Падение большинства ступенеобразующих разломов согласно падению поверхности срыва и без видимого выполаживания сливаются с ней. Н. П. Чамов с соавторами [171] приводят данные сейсморазведки МОГТ, КМПВ, указывающие на существование пологой (около 15°) сквозькоровой поверхности срыва, который мог в позднем рифее сыграть важную роль при формировании Молоковского грабена Среднерусского авлакогена. Для различ-



Рис. 2.15. Соотношение мощности синрифтовых отложений и амплитуды горизонтального растяжения в рифтах и палеорифтах (по [263] с доп. авторов): рифты и палеорифты: 1 – Байкальский; 2 – Танганьика; 3 – Руква; 4 – Кенийский; 6 – рифт Суэцкого залива; 7 – рифт Рио-Гранде; 8 – южная часть бассейна Жанны д'Арк; 9 – северная часть бассейна Жанны д'Арк; 10 – рифт Реконкаво; 11 – Припятский палеорифт. Протяженная диагональная прямая отражает пространственное положение точек с равной величиной амплитуды горизонтального растяжения и мощности синрифтовых отложений, км

ных африканских рифтов значения глубин срыва по данным сейсмических исследований составляют от 5–13 до 17–25 км. Структура (геометрия) поверхности срыва определяет важнейшие особенности развития палеорифта. Показано [263], что с ней коррелируют пространственное положение и интенсивность проявления вулканизма, соотношение амплитуд горизонтального растяжения и синрифтового прогибания, глубин сейсмогенерирующего слоя, а также строение осадочного чехла (рис. 2.15).

На основе анализа данных по рифтам и палеорифтам древних платформ [263] установлена связь между глубиной выполаживания детачмента, с одной стороны, и амплитудами синрифтового прогибания и горизонтального растяжения – с другой (рис. 2.16, модели 1–6).

Минимальные глубины поверхности срыва характерны для рифтов с минимальным коэффициентом соотношения амплитуд синрифтового прогибания (которые примерно соответствуют мощности синрифтовых отложений) и горизонтального растяжения; рифты с большим коэффициентом соотношения мощности синрифтового комплекса к растяжению должны иметь большие глубины срыва. Расчет, проведенный авторами для Припятского палеорифта (с амплитудами синрифтового погружения 5 км и горизонтального растяжения 9,3–13,3 км, в среднем – 11,3 км) позволил разработать [14] расчетную раннерифтовую модель первичного внутрикорового детач-

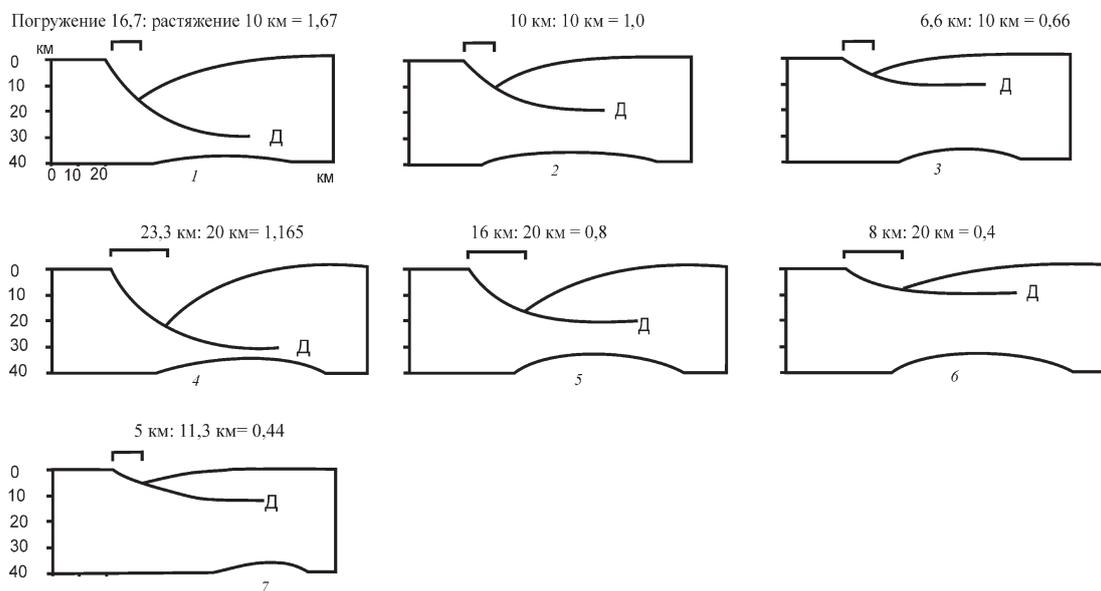


Рис. 2.16. Модели изменения соотношения амплитуд синрифтового погружения и растяжения в зависимости от начальной глубины выполаживания детачмента (1–6 по [263]; 7 (Припятский палеорифт) – по [14]): 1–3 – с амплитудой горизонтального синрифтового растяжения 10 км и амплитудой синрифтового погружения – 16,7 км (1), 10 км (2), 6,6 км (3); 4–6 – с амплитудой горизонтального синрифтового растяжения 20 км и амплитудой синрифтового погружения 23,3 км (4), 16 км (5), 8 км (6); 7 – (Припятский палеорифт) с амплитудой горизонтального синрифтового растяжения до 13,3 км (в среднем 11,3 км) и глубиной синрифтового погружения 5 км. Параллельный оси X отрезок прямой над каждой моделью соответствует амплитуде горизонтального растяжения, км; ось Y – шкала вертикального синрифтового погружения (или мощность синрифтового чехла), км; Д – детачмент

мента (рис. 2.16, модель 7), сходную с моделями 3 и 6. Для моделей 3, 6 и 7 характерны небольшие значения величины соотношения синрифтового погружения и растяжения – соответственно 0,66; 0,4 и 0,44. При использовании средней амплитуды горизонтального растяжения Припятского грабена 11,3 км значение рассматриваемого коэффициента составит 0,44*. Эмпирические модели детачмента по [263] называются «изначальными», хотя и принимаются значения синрифтового прогибания по заключительным показателям рифтогенеза. Формирование в Припятском прогибе вследствие растяжения первичного раннерифтового детачмента *определило нестабильное (неравновесное) динамическое состояние в висячем и лежащем (относительно поверхности срыва) блоках земной коры* и стимулировало развитие основных эпизодов рифтогенеза. Они, как будет показано далее, изменили и изначальную структуру и геометрию детачмента.

Первоначально детачмент формировался в консолидированной части земной коры, где существует несколько горизонтов, на которых локализуются наиболее интенсивные деформации – латеральное течение вещества срыва [132]. Эти деформации связаны с существованием реологических зон литосферы: 1) верхней – проявления преимущественно хрупких деформаций; 2) средней – деформации смешанного типа; 3) нижней – пластичные деформации дислокационного типа. На границе верхней и средней коры раздел, представленный сейсмической границей К, наиболее уверенно прослеживается на участках растяжения литосферы. Именно эту границу С. Н. Иванов и К. С. Иванов характеризуют как «барьерную» для флюидов зону, которая отделяет реологически различные толщи [259]. Под ней легко развиваются хрупко-пластичные и пластичные деформации даже при малых тектонических подвижках.

Более позднее или квазисинхронное по отношению к развитию первичного детачмента формирование в Припятском прогибе иных глубинных разломов, включая приобретение ими листрического профиля, также начиналось в зоне смешанного деформирования. Интенсивное проявление на протяжении главной фазы рифтогенеза пластичной деформации в нижних горизонтах зоны смешанного деформирования и ее спорадическое присутствие в верхних слоях указанной зоны привело к тому, что с глубиной увеличивалась степень выполаживания сформировавшихся разломов.

В Припятском прогибе реальная поверхность пологого сквозькорового срыва (детачмента) проявляется при сопряженном анализе двух моделей строения литосферы – на основе изучения пакета преимущественно преломленных волн (Евробридж'97) и ГСЗ-МОГТ.

2.4. Глубинное строение земной коры по данным ГСЗ-МОГТ и сейсмических исследований по проекту «Евробридж»

В 1980-е гг. по двум региональным профилям III и VIII вкрест простирания Припятского прогиба было проведено глубинное сейсмическое зондирование методом общей глубинной точки (ГСЗ-МОГТ), давшее представление о строении верхней части литосферы (рис. 2.17). В результате были получены интенсивные отражения от глубин 35–45 км, прослежены зоны субгоризонтальных отражающих границ в верхней части земной коры и многочисленные наклонные отражающие площадки внутри коры, которые коррелируются с разломными зонами.

Наклон разломных зон в верхней части коры составляет 45–80°, а с глубин 20–30 км они начинают резко выполаживаться. Уровень выполаживания краевых и некоторых ступенеобразующих разломов достигает уровня зоны интенсивных отражений. Полученные результаты послужили основой для построения сейсмогеологической модели земной коры и верхней мантии Припятского прогиба [58]. Согласно этой модели палеорифт сформировался в результате раскалывания земной коры по системе нормальных листрических сбросов под воздействием растягивающих усилий при подъеме астеносферного диапира. На наличие последнего, по мнению авторов, указывает положение поверхности М под центральной частью прогиба на глубине 34–36 км и ее погружение в сторону Белорусской антеклизы и Украинского щита до глубины 40 и 45–48 км

* Оценка углов наклона и величины смещения блоков по сбросам показала, что при современной ширине Припятского грабена 96–145 км минимальная амплитуда его горизонтального растяжения изменяется в пределах 9,3–13,3 км [37; 65], в среднем – 11,3 км.

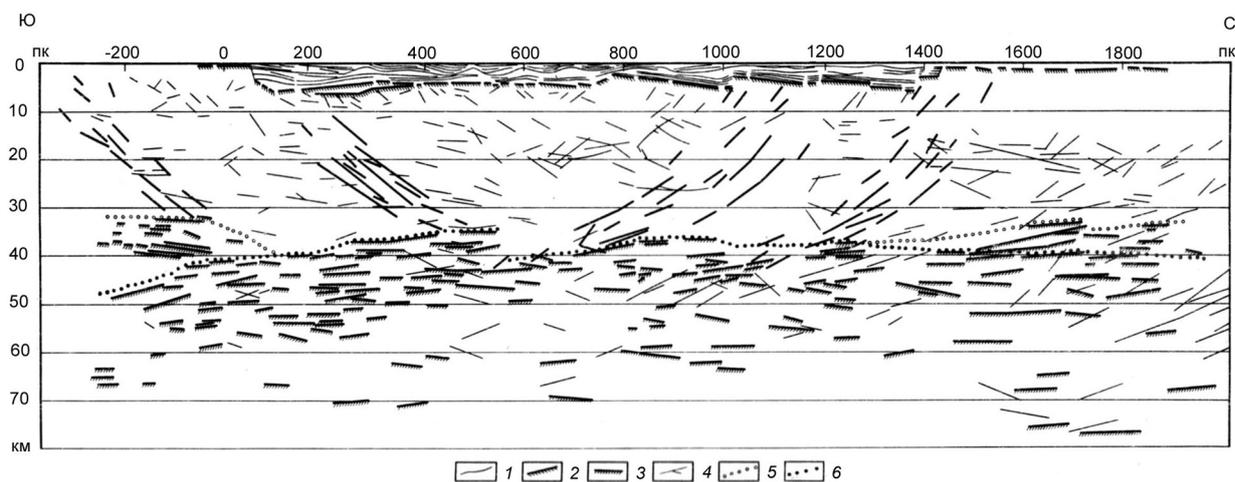


Рис. 2.17. Сейсмический разрез Припятского палеорифта по профилю VIII [58]: 1–4 отражающие границы (1 – платформенного чехла, 2 – связанные с поверхностью кристаллического фундамента, 3 – верхней мантии и клиноформ в низах земной коры, 4 – интерпретируемые как наклонные разрывы); 5 – верхняя граница клиноформ в низах земной коры; 6 – поверхность М

соответственно. Поверхность М отождествлялась ими с верхней границей зоны интенсивных отражений в нижней коре.

В 1996–1997 гг. на территории Беларуси в рамках международного проекта «Евробридж» проводились работы по глубинному сейсмическому и магнито-теллурическому зондированию по двум профилям. Методика сейсмического зондирования была основана на изучении пакета волн – главным образом преломленных. Профиль Евробридж’96 юго-восточного направления частично захватывает территорию Припятского прогиба, пересекая его в крайней западной части Старобинской центриклинали, Микашевичско-Житковичского выступа фундамента и Туровской центриклинали. Профиль Евробридж’97 отработан вблизи и параллельно меридиональным профилям ГСЗ-МОГТ III и VIII через Припятский прогиб и прилегающие к нему, соответственно, с севера и юга участки Бобруйского погребенного выступа фундамента и Украинского щита. Оба профиля Евробридж пересекаются в южной части прогиба. В итоге были созданы двухмерные модели распределения скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн в коре и верхней мантии и схематическая модель строения литосферы [267], а также дана тектоническая интерпретация скоростной и плотностной моделей по профилю Евробридж’97 [36].

Сравнение этих моделей с сейсмогеологической моделью, построенной на основе метода отраженных волн (ГСЗ-МОГТ) [58], показывает как их определенное сходство, так и существенные отличия [14].

1. По данным работ Евробридж’97 под Припятским прогибом поверхность М залегает субгоризонтально на глубине около 46 км. Этот уровень ниже кровли отражающей толщи нижней коры на профилях ГСЗ-МОГТ (рис. 2.18, в). Поверхность М представлена единой преломляющей границей с перепадом V_p от 7,1 до 8,1 км/с. Непосредственно над поверхностью М на южном участке прогиба и далее под Коростенским плутоном Украинского щита (рис. 2.19, см. цветную вклейку) на глубине 37–39 км картируется высокоскоростной слой ($V_p = 7,4–7,6$ км/с) в виде изометричной линзы (выступа), который с большой долей вероятности относится к нижней коре [139; 267] и генетически связан с формированием Коростенского плутона, а не с выступом поверхности М, обусловленным мантийным диапиром.

2. Считается общепризнанным, что баланс масс в земной коре достигается в основном вблизи поверхности М. На профиле Р-волн (см. рис. 2.19, б) видно, что под Припятским прогибом преимущественно горизонтальное залегание имеют верхняя граница слоя, отмеченная значениями $V_p = 6,4$ км/с, и граница поверхности М. Между ними отмечаются значительные вариации уровня залегания остальных скоростных границ с тенденцией воздымания их к Южно-Припятскому разлому и Коростенскому плутону. В частности, подъем изолинии $V_p = 6,6$ км/с под Южно-Припятским разломом достигает 13 км, тогда как под Припятским прогибом она погружается до 20 км. Такое распределение скоростей действительно может свидетельствовать о том, что рас-

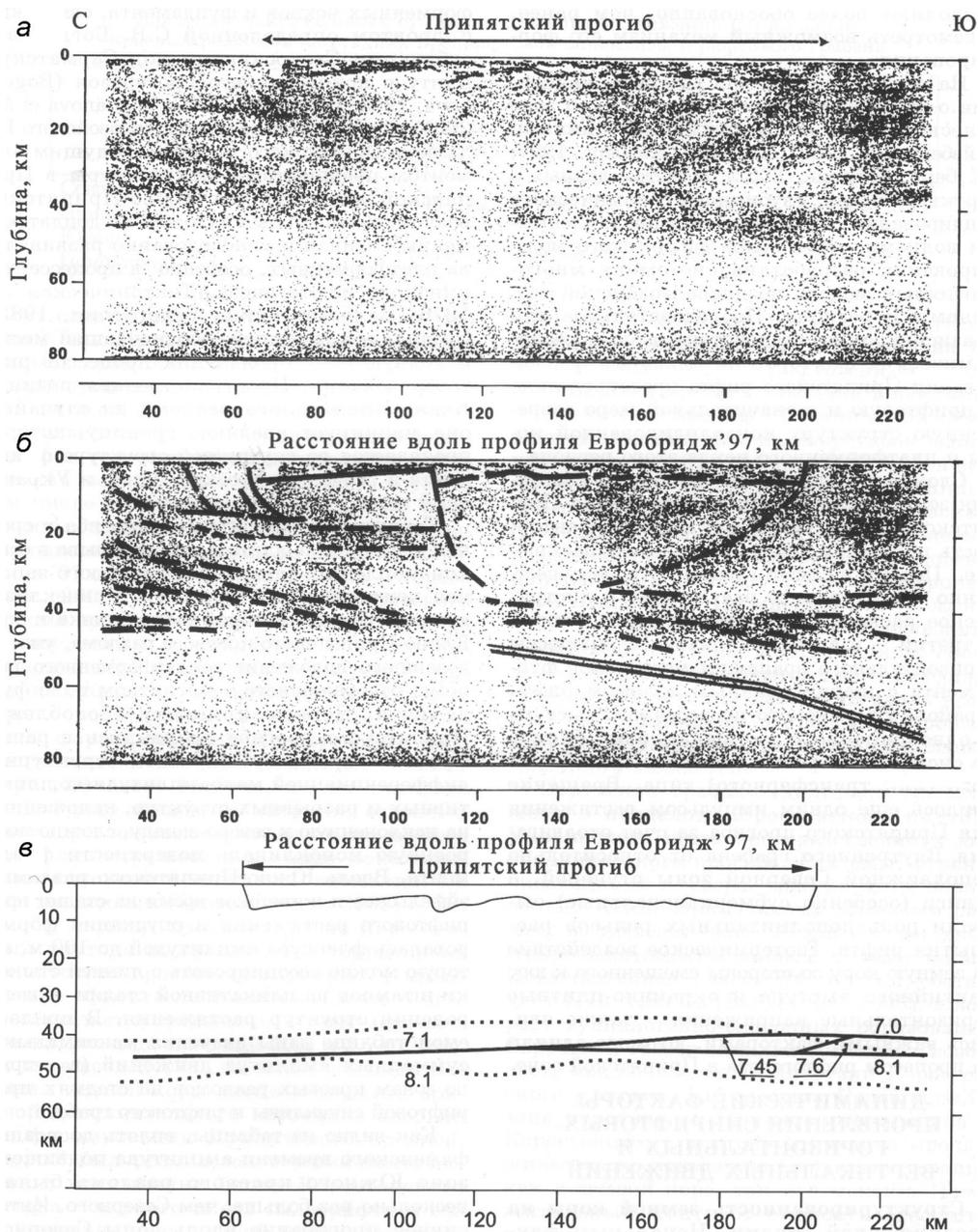


Рис. 2.18. Припятская зона рифтогенеза: *а* – сейсмический разрез ОГТ отраженных волн по профилю VIII, преобразованный в глубинный разрез [260] (линия профиля проходит параллельно профилю Евробридж'97 на расстоянии 25 км); *б* – авторская геологическая интерпретация сейсмического разреза (штриховые линии – субгоризонтальные следы латерального течения пород на разных уровнях земной коры; наклонные – тектонические нарушения; двойная линия – наклонный отражатель в мантии по данным изменения скорости Р-волн по профилю Евробридж'97); *в* – сопоставление глубины залегания поверхности М по данным изменения скорости Р-волн (7,1–8,1 км/с) по профилю Евробридж'97 (жирная линия) и положения зоны интенсивных отражений (точечные линии) по профилю ГСЗ-МОГТ VIII–VIII (цифровые обозначения – значения граничных скоростей Р-волн, км/с)

тяжение в самой зоне рифтогенеза затронуло только верхнюю и среднюю части консолидированной коры [267]. Участок высоких скоростей в зоне Коростенского плутона на глубине примерно 10 км (раздел верхняя – средняя кора) подстилается горизонтом низких скоростей с $V_p = 6,07$ км/с (см. рис. 2.19, *а*). Ему соответствует протяженная зона с низкими плотностями пород, подстилающая также и южную часть Припятского прогиба [253, с. 410, рис. 3, *б*]. Вполне вероятно, что именно эта зона разуплотнения могла играть роль первоначальной поверхности субгоризонтального срыва растяжения под действием окраинноплитных напряжений со стороны южного мобильного обрамления ВЕП.

3. Скоростная модель коры по Р-волнам (см. рис. 2.19) показывает, что вдоль профиля Евробридж'97 наблюдается существенная горизонтальная изменчивость сейсмических скоростей. Под южной половиной Припятского прогиба на пикетах (ПК) 150–210 км (территория Внутреннего грабена к югу от зоны осевых погребенных выступов), а также на ПК 300–350 км в верхней части коры прослеживаются зоны резкого изменения скорости по горизонтали. Названные участки соответствуют северному и южному «склонам» Коростенского плутона. Эта антиформа повторяется в конфигурации изолиний сейсмических границ в средней и нижней коре, постепенно с глубиной разрастаясь по площади, и подстилается протяженной высокоскоростной линзой в основании коры. По сути, Южный структурный район Припятского прогиба по своей структуре в слоях земной коры являлся как бы зоной динамического влияния Коростенского плутона, поскольку был наложен на северный склон этой древней структуры.

4. На скоростной модели продольных Р-волн в мантии отчетливо прослеживается наклонный отражатель (см. рис. 2.19, б), присутствие которого на профиле отраженных волн не очевидно (см. рис. 2.18, а). Этот рефлектор в Северном структурном районе Припятского прогиба сливается с поверхностью М, наклонно погружается в мантию до 55–60 км у южной границы прогиба, а затем резко «ныряет» на глубину под Коростенский плутон (до глубин 75 км и более). В целом, по профилю Евробридж'97 скорость продольных волн в верхней части мантии высокая – 8,35 км/с и более, но над рефлектором она понижена до 8,1 км/с, что может свидетельствовать о его тектоническом происхождении.

Авторами [14; 16] ранее высказывалось предположение, что верхнемантийный сейсмический раздел на профиле Евробридж'97 может быть продолжением следа синрифтовой сквозькоровой поверхности детачмента, приуроченной к древней тектонической границе раздела Русской плиты с Украинским щитом. Существуют и иные точки зрения.

По мнению коллектива авторов сейсмической группы [267], названный рефлектор имеет крутой наклон на юго-юго-запад и может соответствовать отражению в мантии шовной зоны между Сарматским и Волго-Уральским сегментами платформы или соответствовать более поздним тектоническим движениям. Первое предположение маловероятно в силу значительной удаленности на север границы раздела названных доменов.

Р. Г. Гарецкий и его соавторы [73, с. 98, рис. 8.1] рефлектор в верхней части мантии на отрезке профиля Евробридж'97 обозначают как дальнейшее юго-восточное продолжение следа зоны раннепротерозойской субдукции между Фенноскандией и Сарматией, предполагаемой ранее С. В. Богдановой [250]. Позже, по данным [255, с. 617, рис. 13] названная зона субдукции с фрагментом океанской коры Фенноскандии определена непосредственно к западу от Минского разлома (ПК 12, 13 профиля Евробридж'96), погружается на юго-восток, но находится на расстоянии не менее 300 км от наклонного рефлектора под южной частью Припятского прогиба. К тому же наклон последнего (на юго-запад) отличается от наклона зоны субдукции (на юго-восток) и не может быть ее продолжением.

О природе участка пониженных скоростей над рефлектором в верхней части мантии также существуют различные мнения. Так, Т. П. Егорова с соавторами [139] связывают его с подкоровым магматическим очагом, который, наряду с частичным плавлением вещества нижней коры (линза повышенных скоростей непосредственно над поверхностью М), служил в раннем протерозое для выплавления основных материнских магм Коростенского плутона.

С. В. Богдановой высказано предположение, что «низкоскоростная мантия под Припятским прогибом может представлять собой подкоровый магматический прирост девонского периода» [34, с. 290]. На плотностной модели по профилю Евробридж'97 (рис. 2.20, см. цветную вклейку) эта зона имеет вид расширяющегося вверх конуса пониженных плотностей ($3,0\text{--}3,3\text{ г/см}^3$) с последующим его «растеканием» по латерали, а сам рефлектор – вид подводящего магматического канала, глубоко уходящего в мантию. Возможно, через этот канал неоднократно поступала магма при формировании Коростенского плутона, а затем он мог быть «использован» и в ходе девонского рифтогенеза либо для образования подкоровой низкоскоростной и низкоплотностной линзы (магматической камеры), либо как элемент древнего тектонического раздела (границы) при формировании детачмента.

Авторы склоняются к большей вероятности второго предположения, основываясь на следующих фактах. Во-первых, при наличии мощной подкоревой магматической камеры девонского возраста была велика вероятность формирования выступа поверхности М под Припятским прогибом, который по имеющимся данным не прослеживается. Во-вторых, отсутствуют доказанные проявления синрифтового магматизма в южной части Припятского прогиба (над магматической камерой). В-третьих, отмечается пониженный фон палео- и современных температур в подсолевых и межсолевых отложениях той же южной части прогиба (об этом подробнее см. в 4.1). Ко всему вышесказанному можно добавить, что по мнению В. П. Корзуна и А. С. Махнача [117; 118] магматические породы Припятской палеовулканической области – это продукты исходной щелочно-ультраосновной магмы, поднявшейся с больших глубин: более 70–100 км и даже, возможно, более 150 км. Магматическая же камера в верхней части мантии под Коростенским плутоном и Припятским прогибом находится в интервале глубин 40–60 км (см. рис. 2.20) и по линии профиля Евробридж’97 к северной части прогиба (область развития магматических пород) полностью выклинивается. Проведение работ по глубинному сейсмическому и магнито-теллурическому зондированию в восточной части Припятского прогиба по профилю, пересекающему территорию развития магматических пород, могло бы снять некоторые из обозначенных здесь вопросов.

Как видно из приведенных данных, сложность геологического строения Припятской зоны рифтогенеза и геолого-геофизических материалов, полученных в рамках программы EUROPROBE, не исключают возможности разных вариантов их интерпретации.

5. По результатам проведения работ ГСЗ-МОГТ на основе псевдоакустических преобразований сейсмограмм вертикального сейсмопрофилирования на глубинах 20 км и меньше выявлена совокупность очаговых участков тектонической раздробленности, которую можно рассматривать как протяженный пространственно неоднородный слой в верхней части земной коры [58; 59]. На его уровне наблюдается выполаживание значительной части наклонных отражающих площадок, которые авторами увязываются с разломами поверхности фундамента [65]. На сейсмическом разрезе ГСЗ-МОГТ (см. рис. 2.18, *а*) на территории Северо-Припятского плеча и в северной части рифтового грабена видна слабо наклоненная с севера на юг протяженная зона отражающих границ внутри земной коры. На территории плеча она прослеживается на глубине примерно 10–15 км, а у Северного краевого разлома резко погружается на уровень 20 км (на величину вертикальной амплитуды разлома в 5 км по поверхности фундамента). Скорее всего, эта картина отражает современное положение зоны первичного детачмента в начальной фазе рифтогенеза. Она хорошо сопоставляется с авторской расчетной моделью (см. рис. 2.16, модель 7).

Судя по углу наклона плоскости предполагаемого внутрикорового срыва, выход его на поверхность, видимо, совпадает с границей между Северо-Припятским плечом и Жлобинской седловиной. В главную фазу рифтогенеза в условиях интенсивного преимущественно одностороннего растяжения, дальнейшего раскалывания земной коры и погружения ее блоков первичный детачмент также стал дискретно погружаться. При этом существенно изменилась его структура, и он трансформировался из внутрикорового в сквозькоровый. Это подтверждается тем, что на участке перехода от Северной зоны ступеней к Внутреннему грабену и далее на юг сопоставляемая с современным дискретным детачментом внутрикоровая зона отражений обрывается и отчетливо следятся только отражения от слоя в низах коры на глубине порядка 40 км. Примерно к этому же участку приурочено появление на профиле продольных Р-волн в мантии наклонного рефлектора, который является как бы продолжением вглубь пакетов наклонных отражающих границ внутри коры на профиле ГСЗ-МОГТ (см. рис. 2.18, *б*).

Идентичный припятскому геометрический профиль сквозькорового детачмента проявляется на сейсмическом геотраверсе ГСЗ-КМПВ вкосте простирания восточной части Большого Донбасса и кряжа Карпинского [223, с. 38, рис. 9]. Наличие в западном и восточном звеньях Припятско-Донецкого авлакогена очень сходных по структуре пологопадающих срывов, рассекающих земную кору и уходящих в верхнюю мантию, несомненно отражают генетическое единство сравниваемых палеорифтов, сформированных на протяжении герцинского этапа. Эти данные подтверждают преимущественно позднедевонский возраст формирования сквозькоровой поверхности срыва в Припятском прогибе.

2.5. Реконструкция синрифтовых напряжений

В настоящем разделе приведены результаты реконструкции синрифтовых напряжений Припятского грабена и его отдельных структурных элементов, Северо-Припятского плеча и Брагинско-Лоевской седловины. Последняя, не являясь территорией собственно Припятского прогиба, тем не менее оказала, как будет показано ниже, существенное влияние на динамику синрифтовых процессов в самом прогибе.

Наиболее точные результаты реконструкции поля тектонических напряжений дает использование определений фокальных механизмов землетрясений. Для разновозрастных геологических структур широко применяются методики, использующие массовые замеры пространственного положения сколовых трещин в горных породах. Решение этой задачи применительно к «закрытым» структурам, к которым относится и Припятский прогиб, затруднено из-за отсутствия массовых замеров параметров тектонической трещиноватости в ориентированных ядрах горных пород.

Такие исследования в связи с поисками залежей нефти в Припятском прогибе, начатые в 1985 г. В. Н. Бескопыльным, проводились В. А. Москвичем и А. М. Ковхуто по методике палеогеодинамических исследований локальных площадей [157], а в последнее время были обобщены В. Н. Бескопыльным [194]. Массив этих данных пока невелик, они выборочны по площади и разрезу. Поэтому для реконструкции синрифтового поля напряжений Припятского прогиба в целом и его крупных тектонических элементов был предложен менее трудоемкий экспресс-метод [217]. Согласно данному методу используются интегральные показатели разломной тектоники стадии рифтогенеза – углы простираения и падения разломов (сколовых трещин), «снятые» со структурных карт и сейсмогеологических профилей. Статистический анализ простираения разломов с построением роз-диаграмм и определением угла наклона оси промежуточного напряжения σ_2 позволяет реконструировать тип поля напряжения по известной методике М. В. Гзовского [74]. Она основана на том, что линия пересечения сопряженных сколовых трещин совпадает с осью промежуточного напряжения σ_2 , биссектриса острого угла между трещинами – с главным нормальным напряжением сжатия σ_3 (ось алгебраически минимальных напряжений), а биссектриса тупого угла – с главным нормальным напряжением растяжения σ_1 (ось алгебраически максимальных напряжений).

По розам-диаграммам простираций разломов можно восстановить простираение осей главных нормальных напряжений в проекции на горизонтальную плоскость. Розы-диаграммы рассматриваются как обобщенные характеристики, отражающие направление преимущественного разброса тектонической трещиноватости с выделением сопряженных пар [166]. Даже величина угла разброса в ориентировке сопряженных сколовых трещин (разломов) на розах-диаграммах может дать первое представление о типе поля напряжения и кинематическом типе разломов. В поле напряжений растяжения раздвигового типа будут формироваться субпараллельные трещины отрыва, которые на розах-диаграммах отобразятся одним острым лучом. Все сколовые трещины в региональном поле растяжения, ориентированного в субгоризонтальной плоскости, являются сбросами с определенной долей сдвиговой компоненты. Увеличение сдвиговой составляющей отражается на розах-диаграммах увеличением угла разброса в ориентировке сопряженных разломов. Это наглядно иллюстрируется розами-диаграммами, построенными для разных тектонических элементов Припятского прогиба (рис. 2.21).

На розах-диаграммах Припятского грабена выделяется 2 направления простираения лучей (рис. 2.21, 1). Сектор лучей основного («припятского») простираения запад-северо-западных румбов характеризует разломы синрифтовой стадии, т. е. стадии растяжения. Значительно меньший по удельному весу, но отчетливый на диаграммах луч северо-восточного простираения скорее всего относится к разломам более поздней генерации, которые наложены на субширотную сеть разломов и секут их. Дальнейший анализ касается только синрифтовых разломов.

На диаграммах среди разновозрастных разломов основного «припятского» простираения намечаются 2 значения угла максимумов разброса сопряженных разрывов – 20 и 30°. Если взять Припятский грабен в целом, то, по существу, его северный и южный краевые разломы, прости-

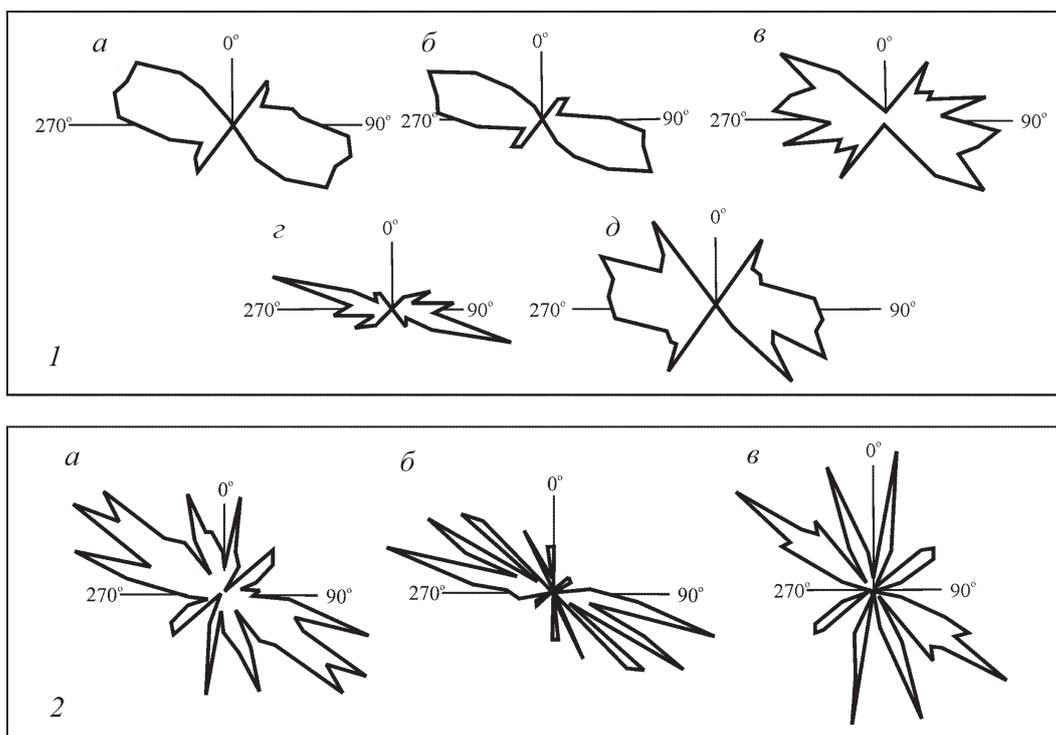


Рис. 2.21. Розы-диаграммы простирания герцинских разломов Припятского прогиба: 1 – Припятского грабена (а) и его отдельных структурных элементов (б – Северная структурная зона; в – Внутренний грабен; г – Петриковский осевой погруженный выступ; д – Хойникский осевой погруженный выступ); 2 – Северо-Припятского плеча (а – вся территория; б – западная часть; в – восточная часть)

вание которых соответственно близко к 290° и 270° , представляет собой гигантскую сопряженную пару тектонических разрывов с углом порядка 20° . Тогда, согласно методике М. В. Гзовского, ось главных нормальных напряжений растяжения σ_1 (биссектриса тупого угла) была ориентирована по азимуту 15° перпендикулярно простиранию структуры, а азимут простирания оси сжатия σ_3 (биссектриса острого угла) составлял 285° , субпараллельно ее простиранию.

На розах-диаграммах по отдельным участкам грабена таким же углом максимумов разброса сопряженных разрывов в 20° характеризуется Северная структурная зона и в целом западная часть прогиба – территория к западу от доплатформенного Пержанско-Симоновичского разлома (см. рис. 2.21, 1, б). Для большей части территории Внутреннего грабена названный угол увеличивается до 30° , а для Хойникского выступа – и более (см. рис. 2.21, 1, в, д). Возрастает и диапазон азимутального разброса максимумов на разных участках: $295\text{--}325^\circ$ и $275\text{--}305^\circ$. А на диаграмме Наровляно-Ельской ступени, которая является зоной динамического влияния Южно-Припятского краевого разлома, появляется не характерный для азимутов «припятского» простирания диапазон $255\text{--}275^\circ$.

Все вышесказанное свидетельствует о том, что на региональное поле напряжений, в котором шло формирование единой структуры рифта, накладывались поля более мелких порядков с другой ориентировкой осей главных нормальных напряжений на отдельных его участках (азимут простирания оси растяжения σ_1 изменяется от 5° до 40° при значении в 15° в целом для Припятского грабена).

Изложенные выше данные могут быть использованы только при реконструкции поля напряжений в проекции на горизонтальную плоскость, так как для объемного анализа необходимы замеры не только азимутов, но и углов падения плоскостей разрывов, которые могут изменяться в широких пределах. Как правило, на профильных разрезах по данным сейсморазведки разрывные нарушения отражаются не линиями, а довольно широкими (иногда многие сотни метров) «пустыми» зонами, представленными зачастую не одной, а несколькими плоскостями разрыва. Количество их чаще всего неизвестно, но чем их больше, тем круче угол падения плоскостей

смещения, образующих зоны разломов, и ошибка в определении угла может быть значительной. В целом же для разломов Припятского прогиба, пронизывающих синрифтовые и подстилающие их отложения, характерны довольно крутые углы наклона плоскостей сместителей (70–80°). Именно эти значения использованы при дальнейших реконструкциях.

Как уже отмечалось, линия пересечения сопряженных сколовых трещин (сопряженных разломов) совпадает с осью промежуточного напряжения σ_2 . Для определения угла наклона этой оси предлагается формула

$$\text{tg } \varphi = \text{tg } \beta \cdot \sin \alpha / 2,$$

где α – это угол, образованный сопряженной парой разломов, выявленный в результате статистического анализа простирания разломов по структурным картам; β – угол наклона плоскости разлома; φ – угол наклона промежуточной оси σ_2 .

Таким образом, при известных значениях углов α и β можно определить угол φ (табл. 2.3).

Таблица 2.3. Зависимость наклона промежуточной оси σ_2 от величины углов α и β

| α | 20° | | | 30° | | |
|--------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| β | 80° | 70° | 60° | 80° | 70° | 60° |
| φ (σ_2) | 45° | 35° | 17° | 55° | 35° | 24° |

В табл. 2.3 приведены значения угла φ при заданных величинах угла сопряженных разломов в 20 и 30° и угла наклона плоскостей 80, 70 и 60°. Однако для определения типа поля напряжения и морфологического типа разломов необходимо знание углов наклона всех трех осей главных нормальных напряжений. Последнее для «закрытого» Припятского прогиба – задача сложная, которую можно решить только методом аналогии с хорошо изученными «открытыми» структурами рифтового генезиса, например, новейшей Байкальской рифтовой зоной.

На основе массовых замеров тектонической трещиноватости геолого-структурными методами и реконструкции локальных и региональных полей тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны выделяются последовательно сменяющие друг друга в пространстве 4 типа напряженного состояния земной коры: сдвиговый, раздвигово-сдвиговый, сдвигово-раздвиговый и раздвиговый [246]. Указанные авторы считают, что поскольку по сейсмологическим данным ось растяжения σ_1 в Байкальской рифтовой зоне повсюду близка к горизонтальной (угол наклона 0–30°), постольку тип поля напряжения определяется положением в пространстве оси сжатия (σ_3). В тех случаях, когда ось σ_3 наклонена к горизонту под углом менее 45°, поле тектонических напряжений будет сдвиговым или раздвигово-сдвиговым, а при наклоне более 45° – сдвигово-раздвиговым или раздвиговым (табл. 2.4).

Таблица 2.4. Типы полей тектонических напряжений и соответствующие им морфологические типы разломов для Байкальской рифтовой зоны [246]

| Тип полей напряжений | Вариации углов наклона осей главных нормальных напряжений | | | Морфологический тип разломов |
|----------------------|---|------------|------------|------------------------------|
| | σ_1 | σ_2 | σ_3 | |
| Сдвиговый | 0–30° | 60–80° | 0–30° | Сдвиги |
| Раздвигово-сдвиговый | 0–30° | 45–60° | 30–45° | Сбросо-сдвиги |
| Сдвигово-раздвиговый | 0–30° | 30–45° | 45–60° | Сдвиго-сбросы |
| Раздвиговый | 0–30° | 0–30° | 60–80° | Сбросы |

С полным основанием можно допустить, что по аналогии с Байкальской рифтовой зоной, на стадии формирования Припятского рифта положение оси σ_1 также было субгоризонтальным (угол наклона 0–30°). Используя эту информацию и расчетные значения углов наклона промежуточной оси σ_2 (табл. 2.5), можно выполнить аналогичные палеогеодинамические реконструкции для Припятского прогиба.

В табл. 2.5 внесены расчетные углы наклона оси σ_2 при значении угла падения плоскостей разломов 70 и 80° (см. табл. 2.3). При более крутых углах (> 80°) увеличивается и угол наклона оси σ_2 , т. е. возрастает сдвиговая компонента поля напряжения.

Таблица 2.5. Типы синрифтовых полей тектонических напряжений и соответствующие им кинематические типы разломов Припятского прогиба

| Тип полей напряжений | Вариации углов наклона осей главных нормальных напряжений | | | Морфологический тип разломов |
|----------------------|---|------------|------------|------------------------------|
| | σ_1 | σ_2 | σ_3 | |
| Сдвигово-раздвиговый | 0–30° | 35–45° | 45–60° | Сдвиго-сбросы |
| Раздвигово-сдвиговый | 0–30° | 35–55° | 30–45° | Сбросо-сдвиги |
| Раздвиговый | 0–30° | 0–30° | 60–90° | Сбросы |
| Сдвиговый | 0–30° | 55–70° | 0–30° | Сдвиги |

Первая строка табл. 2.5 характеризует участки Припятского грабена с углом сопряженных пар разломов 20°, которые формировались в режиме сдвигово-раздвиговых напряжений – это сопряженная пара Северного и Южного краевых разломов и в целом северная и западная части грабена. Вторая строка соответствует юго-восточному сектору грабена с углом сопряженных пар разломов 30°, формировавшемуся в режиме раздвигово-сдвиговых напряжений. В этой связи особый интерес представляет зона осевых погруженных выступов (Центральный структурный район), наглядно отражающих значительное отклонение поля напряжений на локальных участках по сравнению с региональным. Роза-диаграмма западной части этой зоны – Петриковско-го выступа (см. рис. 2.21, 1, з) – характеризуется четкой локализацией простираний разломов в виде одного тонкого луча, т. е. практически нулевым разбросом сопряженных разломов. Согласно вышеупомянутой формуле, положение оси σ_2 в этом случае близко к горизонтальному, а значит, раздвиговый тип поля напряжения здесь проявился в наиболее чистом виде (ориентировка оси растяжения σ_1 субгоризонтальна, оси сжатия σ_3 – субвертикальна), что отражено в 3-й строке табл. 2.5.

Ориентировка и рисунок сети разломов восточного, Хойникского, выступа Центрального структурного района кардинально отличается от западного, Петриковского (см. рис. 2.21, 1, д). Сектор разброса сопряженных разломов на диаграмме достигает 60°, что соответствует углу наклона промежуточной оси σ_2 55–70° и одновременно – переводу оси сжатия σ_3 в субгоризонтальную плоскость (см. 4-ю строку табл. 2.5). Это преимущественно сдвиговое поле напряжений.

Таким образом, для синрифтовой стадии формирования Припятского грабена выделяется 4 типа полей тектонических напряжений. Региональное поле напряжений характеризуется в целом как сдвигово-раздвиговое. Оно сформировало ступенеобразный каркас палеорифта по системе антитетических сбросов с признаками горизонтальных сдвиговых перемещений по ним. Локальные поля напряжений, накладываясь на региональное и являясь его составляющими, представлены рядом последовательно сменяющих друг друга типов от раздвигового (сбросового) до сдвигового. Это свидетельствует о сложном характере синрифтового напряженного состояния земной коры в зоне рифтогенеза, где на фоне общего растяжения формировались также участки локального сжатия со сдвиговым полем напряжений.

На территории Северо-Припятского плеча присутствуют до- и синрифтовые (верхнефранско-фаменские) отложения, расчлененные, так же как и в пределах рифтового грабена, серией ступенеобразующих разломов «припятского» и близкого к нему простирания. Их амплитуда по поверхности фундамента чаще составляет первые сотни метров. Ступени в свою очередь раздроблены на блоки разломами субмеридионольного простирания.

Для этой территории построена серия роз-диаграмм простирания разломов, которые отличаются от диаграмм Припятского рифтового грабена (см. рис. 2.21, 2). Эти различия хорошо видны на обобщенной диаграмме и, особенно, на диаграмме, характеризующей восточную часть плеча. Появляются совершенно нехарактерные для зоны рифтогенеза простирания с азимутами 340 и 10°, удельный вес которых в сумме всех разломов довольно велик (см. рис. 2.21, 2, в). Вероятнее всего, эти разломы отражают простирание сдвигов по трассе Одесско-Гомельской трансрегиональной зоны разломов доплатформенного заложения, активизация белорусского звена которой была вызвана процессами позднедевонского рифтогенеза. Все отмеченные на диаграмме максимумы простираний соответствуют, скорее всего, одновозрастным синрифтовым разломам, сформировавшимся в раздвигово-сдвиговом поле напряжений.

Особенности проявления тектонических напряжений на Северо-Припятском плече в целом, а также в его западной и восточной частях отразились и в особенностях формирования субширотных разломов. Простираение этих разломов обозначено двумя максимумами (см. рис. 2.21, 2, *a*). Один (с азимутом 285°) повторяет простираение Северо-Припятского краевого разлома, а второй (с азимутом 300–310°) повторяет простираение Северо-Днепровского краевого разлома. И чем дальше на север от Северо-Припятского разлома, тем больше заметно азимутальное отклонение субширотных разломов в сторону «днепровского» простираения.

Ранее уже отмечалось, что разломы северо-западного простираения – Жлобинский, являющийся северной границей Северо-Припятского плеча, и расположенный южнее ступенеобразующий Малиновско-Глазовский – соответствуют продолжению Северного краевого разлома Днепровского грабена [231]. В действительности, эти разломы не продолжают, а лишь наследуют простираение последнего, поскольку субпараллельно смещены к северу на 40–50 км, а смещение на север Северного краевого разлома Припятского грабена относительно Северо-Днепровского составляет около 20 км. При сравнении диаграмм западной и восточной частей территории плеча хорошо заметна азимутальная миграция простираений субширотных разломов с востока на запад. В восточной части Северо-Припятского плеча присутствуют лишь разломы «днепровского» простираения. В западной части их количество значительно уменьшается и преобладают разломы «припятского» простираения, соответствующие простираению Северного краевого разлома. При этом наблюдается левостороннее азимутальное отклонение Северо-Припятского разлома относительно Северо-Днепровского, которое увеличивается с востока на запад от 10 до 20° (по системе Южных краевых разломов этот левосторонний азимутальный разворот припятского фрагмента достигает 30°). Эти данные вписываются в единый контекст предположений о тенденции шарнирного горизонтального вращения блоков земной коры в районе Брагинско-Лоевской структурной перемычки [66].

Количественная характеристика поля синрифтовых напряжений для всего Припятского прогиба (Припятский грабен совместно с территорией Северо-Припятского плеча) отражена в табл. 2.6 и на рис. 2.22.

Таблица 2.6. Ориентировка осей главных нормальных напряжений

| Ось напряжения | Брагинско-Лоевская седловина | | Припятский прогиб | |
|----------------|------------------------------|--------------|---------------------|--------------|
| | азимут простираения | угол падения | азимут простираения | угол падения |
| σ_1 | 275° | 10° | 20° | 5° |
| σ_2 | 15° | 70° | 115° | 20–25° |
| σ_3 | 180° | 20° | 290° | 65–70° |

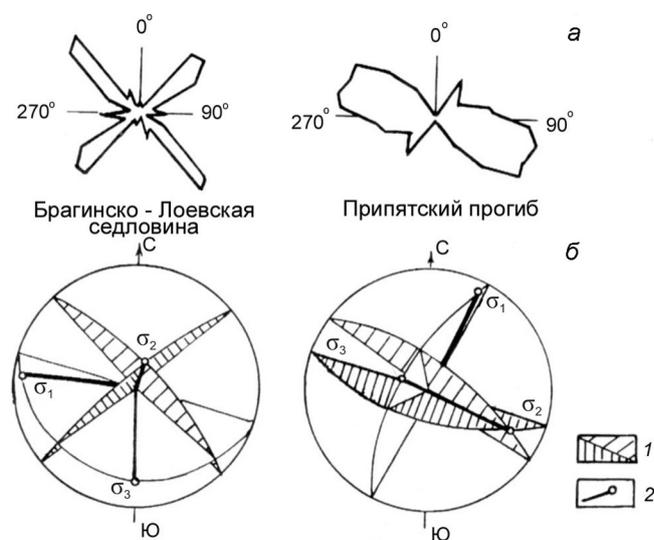


Рис. 2.22. Характеристика синрифтовых напряжений Брагинско-Лоевской седловины и Припятского прогиба: *a* – диаграммы простираения разломов; *б* – графики ориентировки осей нормальных напряжений (*1* – плоскости сопряженных поверхностей скалывания; *2* – оси нормальных напряжений с выходом на верхнюю полусферу (σ_1 – растяжения, σ_2 – промежуточная, σ_3 – сжатия))

Брагинско-Лоевская седловина – это положительная поперечная структура в системе Припятско-Донецкого авлакогена. Как показано на примере Байкальской рифтовой зоны [246], на участках поперечных структурных перемычек характер напряженного состояния земной коры кардинально отличается от регионального поля напряжений рифтовой зоны. Для Припятского палеорифта с преимущественно раздвиговым полем напряжений пространственное распределение локальных полей напряжений выявляет четкую тенденцию миграции сдвиговой компоненты с запада на восток в сторону Брагинско-Лоевской седловины [219].

В отличие от Припятского грабена с системой субпараллельных ступенеформирующих разломов, отраженных одним преобладающим лучом сопряженных поверхностей скалывания, в строении седловины принимают участие две равноправные системы разломов северо-западного и северо-восточного простирания (см. рис. 2.22, а). Они образуют редко встречающийся в природе прямоугольный плановый рисунок. Вертикальная амплитуда разломов северо-западного направления варьирует от первых сотен метров до 1,0–1,5 км. Разломы северо-восточного простирания характеризуются меньшими амплитудами – преобладают значения в первые сотни метров. Углы падения плоскостей разломов крутые – 70–75°, иногда до 80°. Есть все основания полагать, что две системы разломов формировались синхронно, а их амплитуда, азимут и угол падения являются интегральными показателями деформаций стадии формирования рифтового грабена. О сопряженности систем разломов свидетельствуют и особенности рисунка разломной тектоники [74; 249]. При общем погружении поверхности фундамента вдоль длинной оси Брагинско-Лоевской седловины на северо-восток, ей присущ сложный мозаичный характер сочленения мелких блоков. Плоскости разрывов двух простираний в местах пересечения, как правило, не продлевают друг друга, а стыкуются с некоторым смещением. Наблюдается смена азимутов падения поверхностей отдельных групп блоков с их угловым, торцевым и встречным сочленением, что создает картину смятия. Характерно также плановое «шахматное» чередование поднятых и погруженных участков.

Результаты реконструкции поля синрифтовых напряжений Брагинско-Лоевской седловины представлены в табл. 2.6 и на графике (см. рис. 2.22, б). Оси главных нормальных напряжений растяжения σ_1 и сжатия σ_3 расположены в субгоризонтальной плоскости под углом 10 и 20° соответственно, а положение промежуточной оси σ_2 – субвертикально под углом 70°. Это типичная характеристика напряженного состояния *области преимущественного сжатия* с направлением вектора активного усилия с юга на север. В таком поле напряжений, учитывая некоторый наклон осей, формируются разрывы с вертикальной и горизонтальной компонентой смещения крыльев.

Сравнительный анализ синрифтовых полей напряжений Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины подтверждает наблюдаемую в современных зонах рифтогенеза сложную структуру поля напряжений, где при безусловном господстве напряжений рифтового типа (сбросовое поле напряжений) выделяются участки, испытывающие субгоризонтальное сжатие и сдвиговые деформации [167]. Последние связаны с зонами трансформных разломов или поперечными перемычками между частично смещенными фрагментами рифта. О динамическом влиянии Брагинско-Лоевской седловины на формирование структуры Припятского прогиба более подробно изложено в 2.7.

Как следует из проведенного анализа, для таких «закрытых» структур, как Припятский палеорифт, реконструкция полей тектонических напряжений возможна только по обобщенным параметрам элементов разломной тектоники в сопоставлении (по аналогии) с геодинамикой новейших рифтов. Тем не менее использованные методические подходы дают представление о сложном поле напряжений на синрифтовой стадии формирования палеорифта. Движение блоков фундамента по разломам включало в себя одновременно и сбросовую, и сдвиговую составляющие. Выявленные закономерности соотношения этих составляющих в разных тектонических структурах Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины указывают на особенности эволюции всей Припятской зоны рифтогенеза.

2.6. Синрифтовая геодинамика западного центриклинального замыкания рифтового грабена

Анализ напряженного состояния земной коры в зоне формирования Припятского прогиба показал сложную картину соотношения регионального и составляющих его локальных полей напряжений. В связи с этим определен интерес представляет западное центриклинальное замыкание Припятского прогиба – Старобинская и Туровская депрессии. Они приурочены к области спада интенсивности и затухания тектонических процессов, которые в своем проявлении имеют некоторые особенности по сравнению с центральной частью прогиба. Эти особенности, в частности, отражены в результатах анализа синрифтовых напряжений и разломной тектоники более изученной Старобинской центриклинали [215].

В строении Старобинской центриклинали принимают участие две системы герцинских разломов разных простираний, образующих в плане угол, близкий к 60° (рис. 2.23). Разломы запад-северо-западного (припятского) простирания, субпараллельные Северо-Припятскому краевому разлому, образуют систему ступеней с общим наклоном подсолевых горизонтов на север, но с максимальным их погружением в центральной части депрессии. Это – западные части Речицко-Шатилковской, Червонослободско-Малодушинской и Заречинско-Великоборской тектонических ступеней. В свою очередь ступени разбиты разломами северо-восточной ориентировки, по которым происходит уступообразное выполаживание отрицательной структуры палеорифта на запад. Обе системы разломов по характеру соотношения наклона поверхности разрыва к вектору вертикального смещения крыльев являются сбросами, но по генезису и кинематике отличаются друг от друга.

Сбросы «припятского» простирания сформировались в результате взаимообусловленных процессов синрифтового растяжения и раскалывания коры. Их простирание ортогонально оси максимального растяжения регионального поля напряжения палеорифта. По классификации М. В. Гзовского [74] – это истинные сбросы, образованные нормальными активными усилиями со стороны висячего (опущенного) крыла, а по типу соотношения наклона сбрасывателей и разобщаемых ими горизонтов – они являются несогласными (антитетическими).

Природа сбросов северо-восточного простирания иная. По типу сочленения блоков большинство из них относится к согласным (синтетическим) и соответствует общему наклону поверхности фундамента вдоль продольной оси структуры к центру с запада на восток. Соответственно

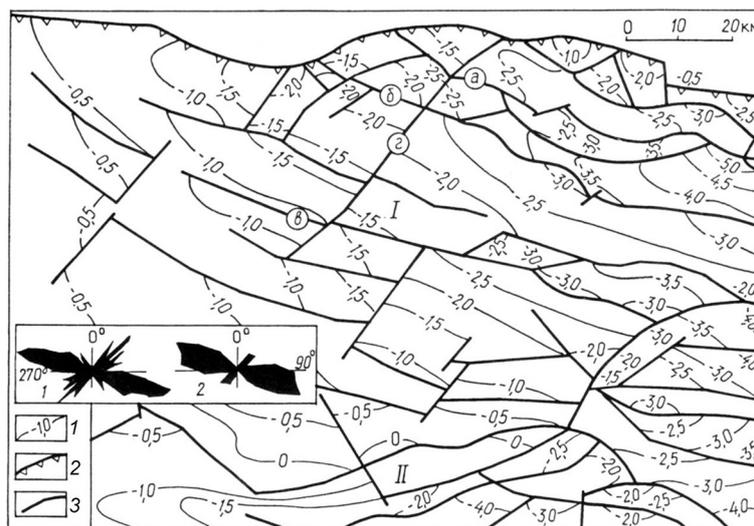


Рис. 2.23. Схематическая структурная карта поверхности фундамента Старобинской центриклинали Припятского палеорифта: 1 – изогипсы поверхности фундамента, км; 2, 3 – разломы (2 – краевой Северо-Припятский; 3 – прочие (буквы в кружках): а – Речицко-Вишанский, б – Северо-Калиновский, в – Червонослободский, г – Центральный); I – Старобинская центриклинали; II – Микашевичско-Житковичский выступ. **На врезке** – розы-диаграммы простирания разломов Старобинской центриклинали (1) и Северного структурного района (2)

математическим расчетам Е. В. Артюшкова [24], механизм формирования вертикальной амплитуды таких сбросов – это скорее реакция фундамента на общее погружение, а не растяжение, как в первом случае. Происходило своеобразное «пассивное» сползание блоков по пологому склону отрицательной структуры. Вектор же регионального растяжения палеорифта, близкий к простиранию северо-восточных разломов, реализовался в горизонтальных сдвиговых подвижках вдоль плоскостей сбрасывателей. Действительно, по результатам реконструкции синрифтовых напряжений все разломы Припятского прогиба по своей кинематике являются сдвиго-сбросами с разной долей участия горизонтальной (сдвиговой) составляющей в разных частях прогиба.

В пределах Старобинской центриклинали доля сдвиговой составляющей возрастает по сравнению с региональным фоном Северного структурного района и отражена преимущественно в разломах северо-восточного простирания. Угол разброса максимумов сопряженных разрывов этой системы достигает 35° (см. рис. 2.23, врезка). Увеличение такого угла – одно из свидетельств нарастания горизонтальной составляющей при разломообразовании. Для сравнения, разломы «припятского» простирания представлены одним четко очерченным лучом с углом разброса сопряженных разломов 20° и менее.

В пользу горизонтальных движений вдоль сбросов северо-восточной ориентировки могут свидетельствовать и данные изменения вертикальной амплитуды Центрального разлома по простиранью сместителя (рис. 2.24, з). На небольшом отрезке разлома в пределах погруженной части Червонослободской ступени его амплитуда по поверхности фундамента постоянна и составляет примерно 200 м, а по поверхности межсолевой толщи увеличивается на север от 100 до 250–270 м. Такое увеличение амплитуды разлома в этой части разреза, казалось бы, могло произойти под влиянием инверсионных вертикальных движений соседних блоков в отдельные отрезки времени. Однако этому предположению противоречит детальная корреляция разрезов скважин в поднятом и опущенном крыльях. Она свидетельствует об унаследованном конседиментационном развитии разлома на синрифтовой стадии с постепенным затуханием вертикальных движений по нему. Более вероятно предположить, что в позднюю фазу рифтовой стадии происходили горизонтальные (сдвиговые) перемещения вдоль плоскости сбрасывателя.

При горизонтальном перемещении вдоль сброса призмы пород (в нашем случае – увеличение ее мощности по падению ступени на север), когда направление падения слоев субпараллельно линии сместителя, возможны разные варианты кажущихся изменений вертикальной амплитуды вдоль разлома. В зависимости от направления смещения (лево- или правостороннего), возможно кажущееся увеличение вертикальной амплитуды разлома, или наоборот, ее уменьшение вплоть

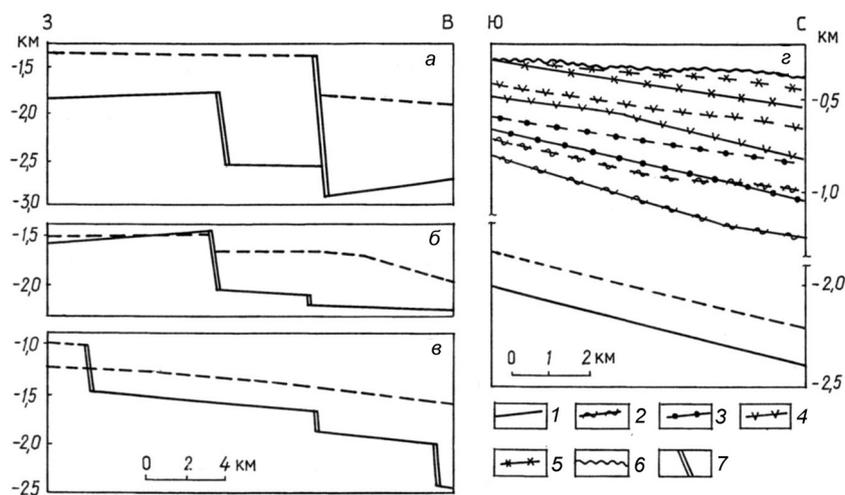


Рис. 2.24. Фрагменты разрезов вдоль плоскостей разломов: *а* – Речицко-Вишанского; *б* – Северо-Калиновского; *в* – Червонослободского; *з* – Центрального. Гипсометрия поднятого (прерывистые линии) и погруженного (сплошные линии) крыльев разломов по поверхностям: 1 – фундамента; 2 – межсолевых отложений; 3–5 – горизонтов в разрезе верхней соленосной толщи; 6 – след разлома на эрозионной поверхности верхней соленосной толщи; 7 – линии оперяющих разломов северо-восточного простирания

до смены положения поднятого и опущенного крыльев разлома на противоположных концах этой призмы. Левосторонние горизонтальные движения по Центральному разлому, при сохранении его амплитуды по поверхности фундамента, могли привести к увеличению вертикальной амплитуды по вышележащим горизонтам (в нашем случае – по кровле межсолевых отложений) в сторону их погружения.

Кроме изложенных представлений о динамике замыкания крупной отрицательной структуры – по системе согласных сдвига-сбросов, поперечных к ее длинной оси, на примере Старобинской центриклинали четко прослеживается еще один механизм выполаживания – по системе продольных ступенеобразующих разломов с уменьшением их амплитуды с востока на запад (см. рис. 2.24, *a–в*). Изменение гипсометрии поверхности фундамента вдоль кромок поднятых и погруженных крыльев указывает на шарнирный (вращательный) характер относительного вертикального перемещения блоков-ступеней вдоль плоскостей ограничивающих их разломов. Более активно выполаживание структуры с востока на запад, как видно на профилях, осуществлялось по системе погруженных крыльев.

Подобное строение характерно и для юго-западной центриклинали Припятского палеорифта – Туровской депрессии. Она является своеобразным зеркальным отражением Старобинской центриклинали. Роль поперечных разломов, осложняющих склон Наровлянско-Ельской ступени на западе, выполняют в основном согласные сбросы северо-западного простирания. Вместе с системой разломов северо-восточной ориентировки Старобинской центриклинали они образуют в плане дугообразный контур, разорванный в центре клином Микашевичско-Житковичского выступа фундамента. Такие системы разрывов В. Ярошевский [249] называет периферическими и концентрическими, оконтуривающими данный структурный элемент. По его мнению, своим возникновением они обязаны не региональным факторам, а лишь местным вертикальным движениям центрального поля или его основания, передающимся вышележащим породам.

Одним из общих структурных проявлений, связанных с затуханием геодинамических процессов, является разветвление крупного тектонического элемента на ряд более мелких, например, структура компенсации крупного сдвига типа «конского хвоста». Система подобного типа образуется на окончании сброса в результате его дробления по простиранию на несколько сбросов с уменьшением их амплитуды. Таков механизм затухания западных окончаний суперрегиональных краевых разломов Припятского прогиба. Северо-Припятский разлом делится на несколько ветвей, в числе которых Налибокский и Ляховичский региональные разломы, а Южно-Припятский «раздваивается» на Северо- и Южно-Ратновский региональные разломы [228]. Применительно к крупной отрицательной структуре Припятского палеорифта 2 его центриклинальных замыкания (2 полуграбена) также выполняют роль системы более мелких компенсационных структур. Это явление типично для рифтовых грабенов, в том числе Припятского. Подобное картографическое изображение центриклинальных замыканий имеют многие грабены (Верхнерейнский, Красного моря и др.). Разветвления на их периферийных замыканиях отражают разветвление зоны максимального растяжения. Соответственно уменьшается, дробится абсолютная величина этого растяжения и затухают вызванные им тектонические процессы.

Таким образом, на примере особенностей строения западной части Припятского палеорифта показан механизм выполаживания отрицательной структуры. В региональном плане он реализован посредством разветвления зоны максимального растяжения и дробления его абсолютной величины. Локально, в пределах каждой центриклинали, затухание тектонических процессов осуществлялось по двум системам разломов разного генезиса и кинематики.

2.7. Динамические признаки синрифтовых горизонтальных прямолинейных и вращательных движений

Рифтовые зоны океанов и континентов обычно характеризуются сходным механизмом деформации земной коры, который отражает области активного ее растяжения. Оно ориентировано вкрест простирания рифтов и реализовано системой продольных к их простиранию ступенеобразующих сбросов. Таким же простым, на первый взгляд, строением характеризуется и Припятский палеорифт. Однако по мере накопления геолого-геофизических данных вырисовывается

более сложная структура поля синрифтовых напряжений этих структур. Реализация этих напряжений в условиях Припятского прогиба привела к формированию не только высокоамплитудных субвертикальных сбросов, но и системы диагональных сдвигов [9]. Эволюция Припятского рифта, который в позднем девоне стал своеобразным центром внутриплитной тектоники юга Беларуси и сопредельных территорий, была предопределена общей геодинамической обстановкой в регионе (включая Украинский щит) и специфическими синрифтовыми напряжениями непосредственно в зоне рифтогенеза.

Анализ материалов по современным зонам рифтогенеза, проведенный П. Н. Николаевым [167], свидетельствует о том, что, например, для Рейнского грабена, кроме типичных для рифтов очагов со сбросовым типом смещения, выявлены очаги землетрясений, в которых происходили смещения по сдвигам и даже надвигам. Деформация рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в наиболее общем виде представляет собой рассредоточенный сдвиг-раздвиг. При этом величина как сдвиговой, так и раздвиговой составляющей не остается постоянной на всем протяжении хребта. По данным фокальных механизмов современных землетрясений Арктической рифтовой зоны определено сдвиговое поле напряжений, которое обуславливает и преимущественно сдвиговый характер перемещений по выделенным крупным разрывам. В наиболее изученной Байкальской рифтовой зоне при безусловном господстве напряжений раздвигового типа выделяются участки, где в очагах землетрясений также заметно проявляется сдвиговая составляющая.

Как уже отмечалось в 2.5, современная Байкальская рифтовая зона во многом может служить полигоном для сравнительного изучения особенностей проявления поля напряжений и механизма деформации верхней части земной коры Припятского палеорифта. По данным З. Баллы, М. И. Кузьмина, К. Г. Леви [25], на флангах Байкальской рифтовой зоны горизонтальная сдвиговая компонента смещения по разломам в 2,5–3,5 раза превышает вертикальную. В то же время в центральной части рифтовой зоны преобладают субпараллельные нормальные сбросы с очень небольшой сдвиговой составляющей (не более 10–15 % от вертикальной амплитуды перемещения).

На основании проведенного этими исследователями кинематического моделирования раскрытия Байкальской рифтовой зоны сделаны важные выводы. Главный из них – без сдвигов невозможно раскрытие рифтовой структуры. По своему характеру сдвиги напоминают трансформные разломы (трансформы*), хотя в строгом смысле имеются отклонения от правила трансформов. На обоих концах сдвига наблюдается неравновеликая величина растяжения либо сдвиг только с одной стороны заканчивается в зоне растяжения. В последнее время наряду с трансформами стали выделять трансферные разломы (французский исследователь Д. Хоровиц – см. [237]), которые в отличие от первых перпендикулярны осям растяжения рифтовых систем. Трансформы и трансферы имеют один и тот же механизм формирования. В раскрытии системы Байкальских впадин существенную роль играли также горизонтальные вращательные движения вокруг полюсов в районах перемычек между впадинами, наличие клинообразных раздвигов, а также дугообразная конфигурация самих трансформов.

Естественно, безусловная аналогия Припятского палеорифта с Байкальской рифтовой зоной некорректна, так как последняя находится в пределах Байкальской складчатой области, где взаимоувязка процессов растяжения и сжатия и вызванных ими деформаций более естественна, чем в теле древней платформы. Тем не менее большинство перечисленных явлений и процессов, связанных с рифтогенезом, на наш взгляд, имело место и на синрифтовой стадии развития Припятского прогиба [209].

Результаты реконструкции синрифтовых напряжений Припятского прогиба свидетельствуют о сложной картине напряженного состояния земной коры в зоне его формирования и указывают

* Сущность идеи трансформов [270] заключается в том, что направление и амплитуда перемещения вдоль них совпадают с таковыми в зонах раздвижения (или схождения), в которых трансформы заканчиваются. Иными словами, основным кинематическим условием является равенство раскрытий на обоих концах трансформы в направлении, параллельном его простиранию. Трансформные разломы развиваются одновременно с осями спрединга. В каждом трансформе обособляется по простиранию активный отрезок, расположенный между двумя смещенными осями спрединга, и неактивные отрезки, находящиеся по обе внешние стороны от осей спрединга. В отличие от типичных сдвигов реальное перемещение вдоль трансформов обратно видимому поперечному смещению сегментов рифтов (или срединноокеанических хребтов).

на многофакторность процессов, обусловивших его раскрытие. Самый главный процесс – растяжение и раскаливание земной коры под воздействием процессов формирования сквозькорового срыва (детачмента). Второй – процесс сдвигообразования вдоль ремобилизированной на герцинском этапе древней трансконтинентальной зоны разломов Сарматско-Туранского линеамента, который послужил толчком к раскрытию отдельных сегментов Припятско-Донецкого авлакогена. Третий – горизонтальное смещение крупных блоков земной коры по поперечным сдвигам трансформного (или трансферного) типа на участках перемычек между сегментами авлакогена с одновременным шарнирным изломом всей системы на этих участках. Вращение блоков земной коры в районе Брагинского выступа стало, на наш взгляд, еще одним импульсом растяжения для Припятского прогиба, а сдвиги сыграли роль дополнительных «рельсов» раскрытия рифта.

Несомненно, Припятский прогиб – это, прежде всего, структура растяжения, и подавляющее большинство разломов всех рангов в осадочном чехле являются нормальными сбросами. Но существенно меньшие по масштабу проявления синрифтовых напряжений сжатия, оставившие след в виде сдвигов, определенно влияли на формирование внутренней структуры прогиба. Сдвиговые дислокации и их генезис изучены гораздо слабее, поэтому далее основное внимание уделяется именно этой стороне процесса разломообразования в Припятском прогибе.

Как уже отмечалось нами ранее [65], трудно найти более или менее реальный источник, ответственный за возникновение и длительное существование напряжений сжатия в самой рифтовой зоне. Можно предположить, что они были инициированы концентрацией сжимающих напряжений на бортах рифтовой зоны как ответ на растяжение внутри нее. Но такая концентрация слишком мала, чтобы привести к формированию в пределах рифтовой зоны значительных сдвиговых смещений. Это обусловлено, по меньшей мере, двумя причинами. Во-первых, большая часть энергии растягивающих усилий должна была уйти на формирование рифта; во-вторых, за пределами зоны рифта концентрация сжимающих напряжений должна была постоянно нивелироваться релаксацией напряжений в результате формирования там сдвигов и надвигов. Таким образом, для объяснения крупномасштабных сдвиговых смещений в пределах рифта необходимо найти альтернативный источник сжимающих напряжений.

Выше уже отмечалось (см. 2.2.1), что в догерцинское время существовала структурированность (фрактальность) среды, которая выражалась системой дорифтовых разломов различной ориентации, латеральной и вертикальной неоднородностью реологических свойств участков земной коры и другими особенностями. Линейная структура Припятско-Донецкого авлакогена наложена на дискордантную внутреннюю структуру кристаллического субстрата, разделенного зонами глубинных разломов древнего (архейско-раннепротерозойского) заложения и длительного развития (см. рис. 2.14). Согласно [162] поперечная перемычка между Припятским и Днепровским прогибами (Брагинско-Лоевская седловина) находится на участке пересечения двух зон трансрегиональных разломов доплатформенного (доаккреционного?) заложения: субмеридиональной Тикичско-Гомельской (северное продолжение Одесской) и Тетеревско-Брянской северо-восточного простирания. Первая по поверхности М проявляется сбросом с амплитудой до 2 км, а по поверхности фундамента – сбросо-сдвигом с горизонтальным смещением северного краевого разлома до 11 км. Вторая зона разграничивает сегменты литосферы разной мощности. Согласно [207] западный сегмент мощностью до 100 км включает Волинский блок Украинского щита и территорию Припятского прогиба, а восточный сегмент мощностью 100–150 км – Подольский блок Украинского щита, Брагинско-Лоевскую седловину и Нежинскую депрессию Днепровского прогиба.

Районирование территории Беларуси и Прибалтики по типам моделей строения земной коры также показывает чередование мегаблоков разного состава и плотности вдоль Припятской зоны палеозойского рифтогенеза [72]. Большую часть территории Припятского грабена занимает «тяжелый» Мозырский блок с увеличенной первичной мощностью земной коры в 55 ± 3 км. Территория Брагинско-Лоевской седловины входит в состав «легкого» Речицкого блока мощностью 45 км.

Активное растяжение земной коры в зоне рифтогенеза сопровождалось общим грабенообразным погружением блоков по системе краевых разломов. Естественно предположить, что более тяже-

лые и мощные блоки погружались быстрее, а более легкие – медленнее. Создавался эффект относительного всплывания легких блоков, который в региональном поле растяжения формировал соподчиненные поля со сменой ориентировки осей напряжений. В этих условиях, даже при действии односторонних относительно осевой зоны рифта растягивающих усилий, смещения по разломам в догерцинских блоках могли отличаться по амплитуде и привести к соответствующим подвижкам по относительно «пассивным» в то время поперечным разломам. Эти подвижки могли иметь не только сбросовые, но и сдвиговые составляющие, особенно при условии весьма вероятных неодинаковых амплитуд движения блоков, прилегающих к углу пересечения поперечного и продольного разломов. Однако такой механизм не объясняет более массовых признаков сдвигообразования в Припятском прогибе.

Как отмечалось выше, основной источник сдвиговых деформаций следует искать за пределами зоны рифтинга. Он связан с воздействием тангенциальных сил со стороны обрамляющих с юга и юго-запада Восточно-Европейский кратон более мобильных зон земной коры при формировании океана Палео-Тетис. Вполне убедительно, на наш взгляд, объясняет принципы сдвиговой тектоники на жестких платформах модель, предложенная П. С. Вороновым [50].

Суть ее в том, что воздействие извне боковой силы на плоскую платформенную плиту вызывает равную ей силу противодействия. Они составят пару сил с неким моментом, который неизменно будет инициировать вращение всей плиты. Но учитывая глыбово-блоковое строение жестких платформ (кратонов), суммарная пара сил с вращающим моментом будет распадаться на определенное количество пар соответственно с тенденцией вращения каждого блока, отделенного друг от друга зонами сдвигообразования (по принципу движения шестерен в часовом механизме). Вне такой системы перемещения блоков возникает проблема «свободного пространства», в котором могут быть реализованы напряжения с субгоризонтальным положением осей растяжения и сжатия. Такое пространство формируется обычно посредством вертикального перемещения блоков по системе сбросов вниз (грабенообразование) в случае растяжения земной коры, либо по системе взбросов вверх (складкообразование, горстообразование) при ее сжатии. Последнее для внутрикратонной структуры растяжения трудно выполнимо, значит, реализация напряжений сжатия с формированием сдвиговой компоненты при разломообразовании могла осуществляться в основном при участии описанного П. С. Вороновым [50] механизма частичного горизонтального вращения различных по площади блоков фундамента, а также трансформации сдвигов в сбросы и сбросо-сдвиги.

В предложенную модель очень естественно вписывается наблюдаемый в районе Брагинского выступа угловой излом Припятского и Днепровского звеньев палеорифта, который по системе северных краевых разломов составляет $15-17^\circ$, а по системе южных краевых разломов – порядка 35° . Припятское звено формировалось на фоне левостороннего, а Днепровское – правостороннего вращения крупных мегаблоков фундамента, в результате чего обе структуры в плане представляют собой клинообразные раздвиги с углом раскрытия для Припятского прогиба 20° , а для Днепровского [243] – $8-10^\circ$. Такое встречное вращение формировало клин вдавливания – Брагинский блок-штамп, вдвигавшийся с юга в тело палеорифта (рис. 2.25). Именно на этом участке создавалась область максимального поперечного сжатия с первичным распределением напряжения на пограничных участках и дальнейшим его перераспределением в зону растяжения палеорифта. Как будет показано ниже, роль Брагинского выступа и его северного продолжения – Брагинско-Лоевской седловины – оказало значительное влияние на формирование структуры Припятского прогиба в целом.

Ограничениями Брагинского блока на западе и востоке служат резкие изломы Южно-Припятского и Южно-Днепровского краевых разломов с подворотом их в сторону прогибов. Естественно допустить, что эти участки изломов при описанном механизме движения блоков являлись сдвигами: для Припятского прогиба – левосторонним, а для Днепровского – правосторонним сдвигом.

При анализе структурного рисунка области сочленения прогибов обращает на себя внимание общее диагональное смещение Припятского звена относительно Днепровского на север по на-

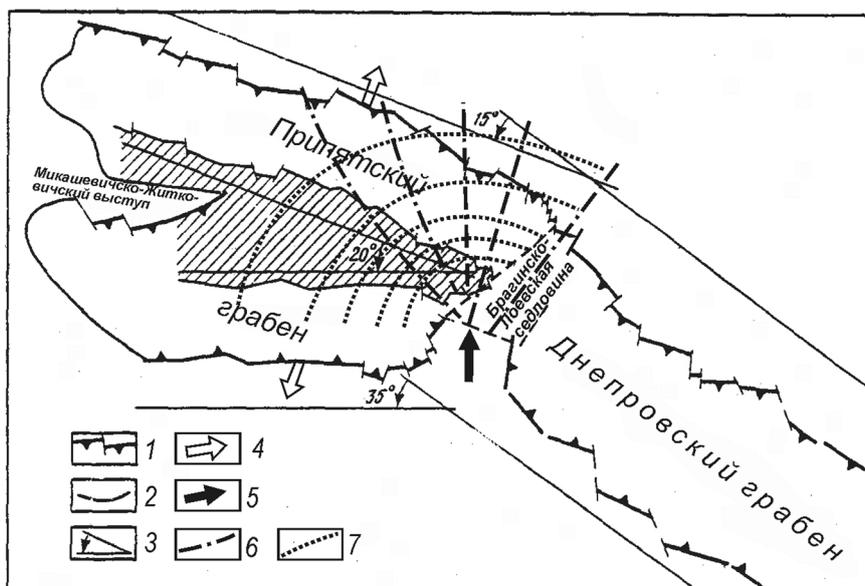


Рис. 2.25. Интерпретация тектонической обстановки в Припятском палеорифте с позиций поступательно-вращательного движения блока Внутреннего грабена: 1 – краевые разломы Припятско-Донецкого авлакогена; 2 – западная граница Припятского палеорифта; 3 – угол и направление предполагаемого поворота Северо-Припятского и Южно-Припятского краевых разломов по отношению к таковым Днепровско-Донецкого авлакогена; 4 – вектор главных растягивающих напряжений палеорифта; схема динамического влияния Брагинского штампа: 5 – вектор активного усилия; траектории осей: 6 – сжатия, 7 – растяжения

званному правостороннему сдвигу, который в иерархии сдвигов этого участка земной коры, видимо, является основным. Реализация напряжения сжатия по нему происходила по относительно простой схеме: на севере оно «дополнило» и совпало по вектору с напряжением растяжения в северной части Припятского прогиба, а на юге – аналогично, но в южной части Днепровского прогиба. По своей динамике этот сдвиг отличается от классического тем, что на обоих своих концах он резко заканчивается и трансформируется в тектонический элемент другого типа – в структуру растяжения, чем напоминает трансформный разлом.

Иная картина перераспределения напряжения сжатия наблюдается на участке излома Южно-Припятского краевого разлома на границе с Брагинским выступом. Этот левый сдвиг, соподчиненный правому, формировался как сдвиг ограничения блока вдавливания на участке излома. Горизонтальное смещение по нему на юге также заканчивается в зоне растяжения Припятского палеорифта по трансформному типу, но визуально он следится как сдвиг только до широты Буйновичско-Наровлянского разлома. Далее на север он как бы не имеет своего видимого логического продолжения, что заставляет предполагать рассеивание горизонтального смещения в этом направлении. Учитывая, что суммарный вектор приложения сил со стороны Брагинского блока-штампа направлен с юга на север в сторону Припятского прогиба (см. рис. 2.25), именно на территории последнего в основном и происходила разгрузка напряжений сжатия.

В зависимости от особенностей распределения и взаимодействия напряжений сжатия и растяжения на каждом конкретном участке и удаления его от области максимального сжатия менялось простираение и общий рисунок сети разломов. Согласно результатам тектонофизических исследований при поперечном внедрении блока-штампа в поперечную же структуру с ее изломом в плане, во фронтальной (выпуклой) части этой структуры развивается продольное растяжение, а в тыловой (вогнутой) части – продольное сжатие, связанное с недостатком пространства в непосредственной близости к штампу (аналогичная картина наблюдается в кровле и подошве пласта при формировании антиклинальной складки). В районе Брагинско-Лоевской седловины напряжения сжатия согласно этой модели сформировали 3 структурные зоны – зоны динамического влияния штампа (рис. 2.26).

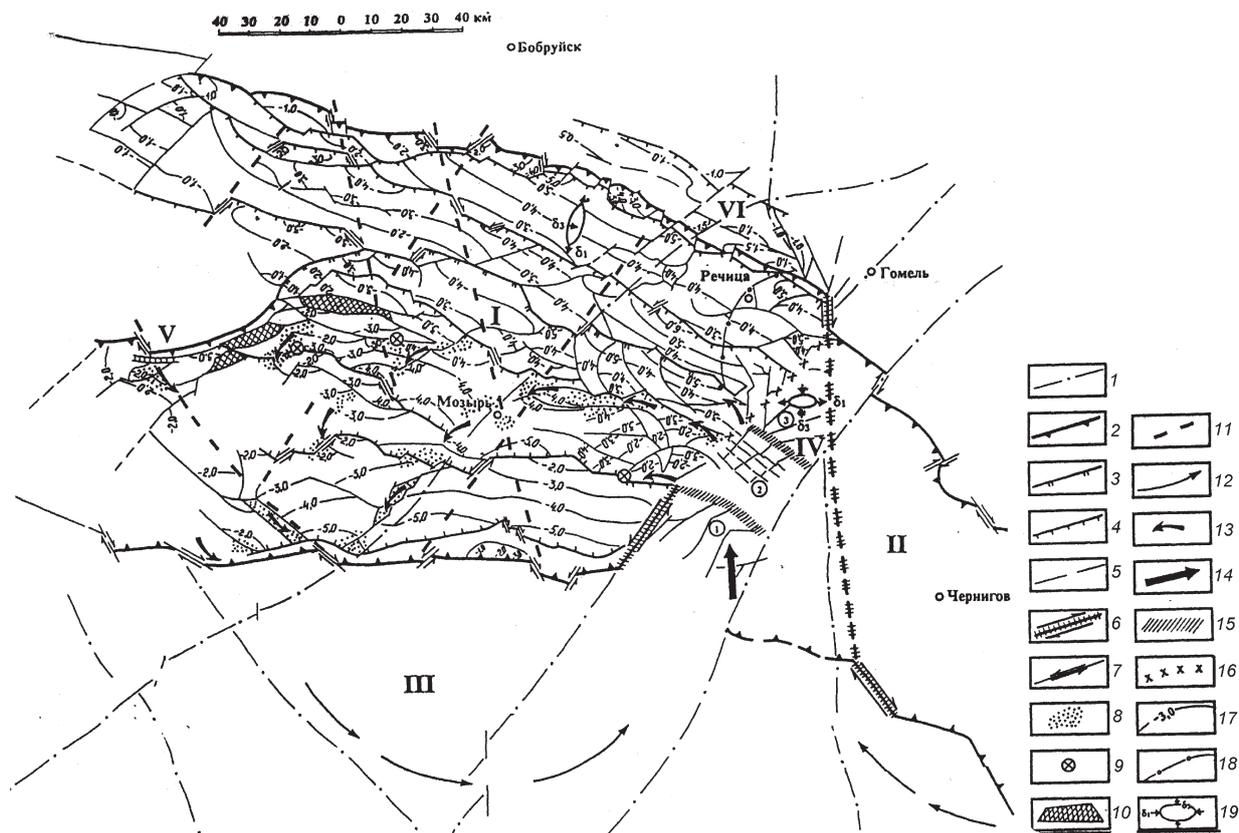


Рис. 2.26. Карта динамических признаков синрифтовых дислокаций Припятской зоны рифтогенеза. *Разломы*: 1 – доплатформенные, ограничивающие крупные блоки фундамента; платформенные, отраженные по поверхности фундамента и подошве синрифтового комплекса сбросами и ограничивающие: 2 – Припятский и Днепровский палеорифты, 3 – Внутренний грабен и Северную зону ступеней Припятского палеорифта, 4 – структурные элементы второго порядка (ступени, зоны бортовых уступов и осевых погребенных выступов), 5 – прочие; отраженные левыми и правыми сдвигами и сбросо-сдвигами: 6 – трансформного и трансферного типов на участках сочленения с краевыми разломами палеорифта, 7 – прочие, выделяемые по визуальному горизонтальному смещению блоков по данным сейсмо- и магниторазведки. *Структурные рисунки*: структурные признаки проявления сдвиговых дислокаций: 8 – участки мозаично-блокового строения с обратным, встречным и ортогональным падением поверхности блоков, 9 – изменение падения плоскости разлома на обратное со сменой положения поднятого и опущенного крыльев; структурные признаки проявления раздвиговых дислокаций: 10 – микрограбены растяжения. *Прочие обозначения*: 11 – трассы диагональной сети сдвигов; 12 – направление горизонтального вращения мегаблоков Украинского щита; 13 – вектор смещения сдвиговых зон, связанных с общим левосторонним поворотом мегаблока Украинского щита и территории Внутреннего грабена; 14 – направление перемещения Брагинского блока-штампа; 15 – границы зон динамического влияния Брагинского блока-штампа (цифры в кружках): 1 – Брагинский выступ, 2 – тыловая зона продольного (и всестороннего) сжатия, 3 – фронтальная зона продольного растяжения; 16 – условная граница Припятского грабена и Брагинско-Лоевская седловина; 17 – изогипсы основания синрифтового комплекса (подошвы воронежского горизонта франского яруса); 18 – западная граница распространения вулканитов верхнефранско-фаменского возраста; 19 – эллипсы деформаций и положение осей алгебраически максимальных (σ_1) и минимальных (σ_3) главных нормальных напряжений. *Тектонические структуры*: I – Припятский грабен; II – Днепровский грабен; III – Украинский щит; IV – Брагинско-Лоевская седловина; V – Микашевичско-Житковичский выступ; VI – Северо-Припятское плечо

Первая зона. На южном участке, соответствующем Брагинскому выступу, как уже отмечалось ранее, напряжения сжатия были реализованы по ограничивающим его с запада и востока лево- и правостороннему сдвигам трансформного типа (до широты Буйновичско-Наровлянского разлома).

Вторая зона. Далее на север от первой зоны до широты Червонослободско-Малодушинского разлома располагалась область максимального всестороннего сжатия (тыловая часть штампа). Для этой зоны, шириной около 20 км, характерно повышенное дробление фундамента, обладающего решетчато-блоковой (мелкофрактальной) структурой (рис. 2.27, а). Последняя образована пересечением ортогональных сдвиго-сбросов, соподчиненных простиранию субширотных «припятских» разломов, и левостороннего сдвига-трансформа. При отсутствии «свободного пространства»

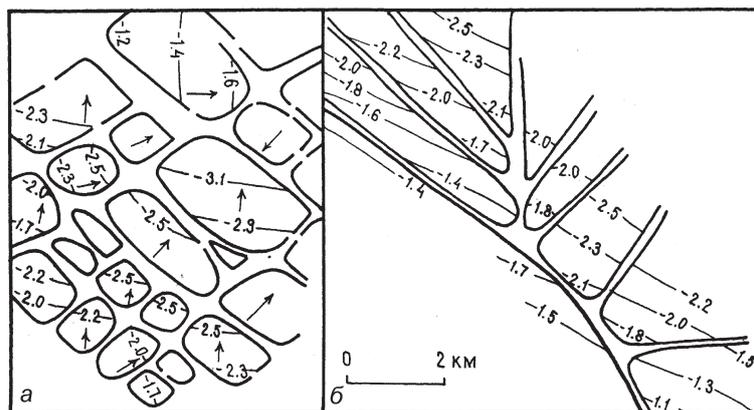


Рис. 2.27. Примеры структурных ансамблей на участках с решетчато-блоковым рисунком разломов в тыловой (а) и с веерно-лучевым – во фронтальной (б) зонах динамического влияния Брагинского штампа (фрагменты структурной карты поверхности подсолевой терригенной толщи девона территории Брагинско-Лоевской седловины)

сдвиговая компенсация здесь проявила себя путем своеобразного сжатия в виде хаотичного сочленения мелких блоков, а также некоторой горизонтальной ротации (вращения) отдельных групп блоков.

Еще более интересное явление наблюдается на фрагменте сейсмического профиля (рис. 2.28), ориентированного вдоль оси Брагинско-Лоевской седловины (с юго-запада на северо-восток), на северном склоне Брагинского выступа. Характер сколов по разломам северо-западного простирания соответствует механизму деформаций продольного изгиба под действием одностороннего горизонтального давления. Наклон складок продольного изгиба и сопутствующих дизъюнктивных поверхностей скалывания, как правило, бывает обращен в сторону тектонического перемещения. Обычно такие дизъюнктивы образуют серию субпараллельных взбросов.

Действительно, на рассматриваемом участке наклон плоскостей разломов на север соответствует вектору активного усилия Брагинского штампа. Антитетическое падение разломов на склоне Брагинского выступа сформировало неестественный рисунок обратно-ступенчатого «опрокидывания» блоков, свойственный взбросообразованию. Однако по своей кинематике это все-таки не взбросы, а сбросы. Объясняется это, скорее всего, тем, что разрядка локальных напряжений горизонтального сжатия осуществлялась в сторону области растяжения палеорифта. Таков же и характер сочленения блоков на северо-западном склоне Хойникского погруженного выступа, являющегося продолжением Брагинского выступа фундамента на территории Припятского грабена.

Типичные модели сочленения блоков на склонах структур растяжения и сжатия показаны на схеме (рис. 2.29). При одной и той же ширине поверхности блоков, независимо от типа их сочленения (согласного или несогласного), деформирование зоны, подвергнутой растяжению, приводит

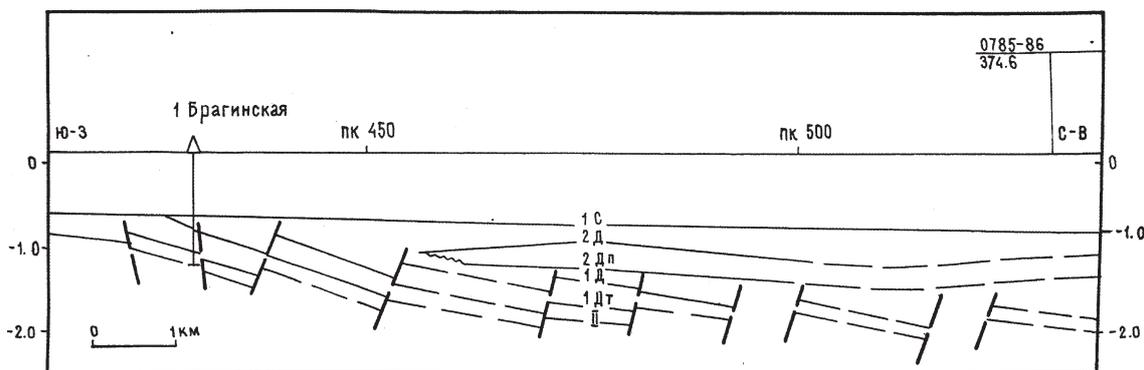


Рис. 2.28. Фрагмент сейсмического разреза по региональному профилю 07₈₅₋₈₆^{III} (северный склон Брагинского выступа): отражающие горизонты, отождествляемые с поверхностью каменноугольных, девонских отложений (1С); межселевых отложений (2Д); подсолевых карбонатных отложений (1Д); подсолевых терригенных отложений (1Д_т); с подошвой межселевых отложений (2Д_п); с поверхностью кристаллического фундамента (II) (по данным В. Д. Серебrenникова)

к ее удлинению, а зоны, подвергнутой сжатию, – к ее укорочению, даже по системе сбросов. Стиль деформаций на склонах упомянутых выступов соответствует модели, отраженной на рис. 2.29, а сбросы в зоне сжатия.

Динамические процессы, происходившие во второй зоне влияния штампа, нашли своеобразное отражение и в структуре сопредельного с Брагинско-Лоевской седловиной участка Припятского прогиба. Здесь наблюдается резкое увеличение (до 25–30°) угла регионального наклона восточных частей Червонослободско-Малодушинской и Заречинско-Великоборской ступеней, что в 3–6 раз превышает обычные для прогиба значения этого показателя.

Учитывая наклон ступеней на север, напряжение сжатия, направленное с юга вкострест простирающихся плоскостей одноименных разломов, вызывало эффект дополнительного запрокидывания их поднятых крыльев, как бы гася часть амплитуды движения штампа.

Третья зона. Еще севернее, от Малодушинского вплоть до Северного краевого разлома, рисунок разломной сети седловины кардинально меняется, приобретая лучевой и веерообразный облик с сохранением мелкоблоковой структуры поверхности фундамента и подсолевого ложа. В западной части седловины и на прилегающих участках Припятского прогиба веера и пучки разломов раскрыты на север и северо-запад, а в восточной части седловины – на северо-восток (см. рис. 2.27, б). Эти районы и представляют собой зону влияния фронтальной части штампа, где на региональное поле напряжения, которое обусловило поперечное растяжение Припятского палеорифта, было наложено дополнительное продольное растяжение локального поля напряжения Брагинско-Лоевской седловины (см. рис. 2.25). Простирающиеся оси растяжения названных полей напряжений, как отмечалось выше (см. 2.5), субперпендикулярно, с азимутами 20 и 275° соответственно. Закономерно, что именно к этой области поперечного и продольного растяжения, т. е. области повышенной деструкции и проницаемости земной коры, было приурочено проявление щелочно-ультраосновного магматизма в позднефранско-раннефаменское время – главную фазу рифтогенеза. Площадь развития вулканогенных образований этого возраста охватывает северо-восточную часть Припятского прогиба и северную часть Брагинско-Лоевской седловины. Вулканыты вскрыты также на участке непосредственного сочленения Северо-Припятского краевого разлома с правым сдвигом-трансформом (скв. Центролит-2), отделяющим седловину от Днепровского грабена.

Визуальное проявление сдвиговой компоненты по разломам на территории прогиба отражено диагональной сетью сопряженных синрифтовых сдвиго-сбросов северо-восточного и северо-западного простирающихся. Как правило, первые являются левосторонними, а вторые – правосторонними, что соответствует общей азимутальной приуроченности систем региональных левых и правых сдвигов Северного полушария Земли как морфоструктурного проявления ее ротационных сил [49; 51; 144; 198 и др.]. Они отчетливо прослеживаются по локальным фрагментам изломов краевых и ступенеобразующих разломов Припятского прогиба, выстраиваясь в субпараллельные сквозные трассы (см. рис. 2.26) с азимутом простирающихся 35° и 330–340° и образуя угол пересечения, близкий к 60°. Этот угол соответствует углу скалывания, который был теоретически рассчитан Дж. Муди и М. Хиллом [158] для схемы сдвиговой системы одного порядка под воздействием меридионального элементарного сжатия. Как показывает анализ поля напряжения района Брагинско-Лоевской седловины, азимут простирающихся осей главного нормального напряжения сжатия здесь составляет 0–5° (имеет меридиональную ориентировку). Это сдвиговое поле напряжения сжатия было наложено на региональное раздвиговое поле напряжения (растяжения) и оказало определенное воздействие на формирование диагональной сети сбросо-сдвигов.

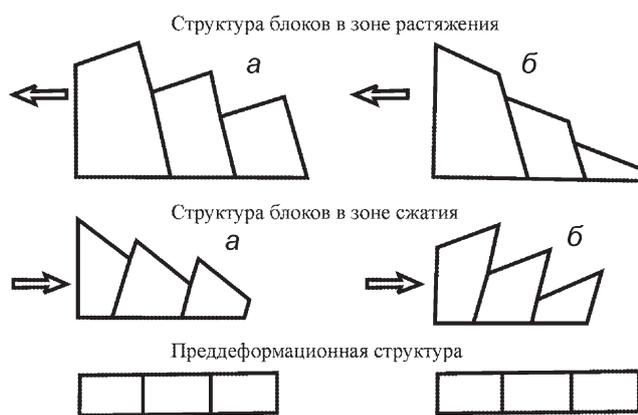


Рис. 2.29. Основные типы дизъюнктивных дислокаций растяжения и сжатия с несогласным (а) и согласным (б) сочленением блоков

Кроме явно выраженных признаков диагональных сдвиговых дислокаций, существует много скрытых проявлений горизонтальных смещений по разломам. В частности, на территории Северной зоны ступеней (Северного структурного района) видны следы горизонтальных подвижек также вдоль субширотных ступенеобразующих разломов. Передача вызывающих их напряжений осуществлялась по опущенным крыльям разломов. Именно они были активными, несколько смещаясь на запад относительно пассивных поднятых крыльев. Это подтверждается отмечаемым на профильных разрезах по данным сейсморазведки явлением веерообразной миграции дизъюнктивов по восстанию (рис. 2.30). Они представляют собой своеобразные клиновидные блоки скалывания в опущенных крыльях субширотных разломов (Речицко-Вишанского, Червонослободско-Малодушинского). Ограничивающие их плоскости разломов имеют антитетическое сочленение с плоскостью основного разлома.

Такого рода сколы в Припятском прогибе образовались в динамических условиях, когда на региональное поле раздвигового (сбросового) типа накладывалось дополнительное сдвиговое поле напряжения, ось главного напряжения сжатия которого находилась в одной плоскости и под углом к оси главного нормального напряжения растяжения регионального поля. В последние

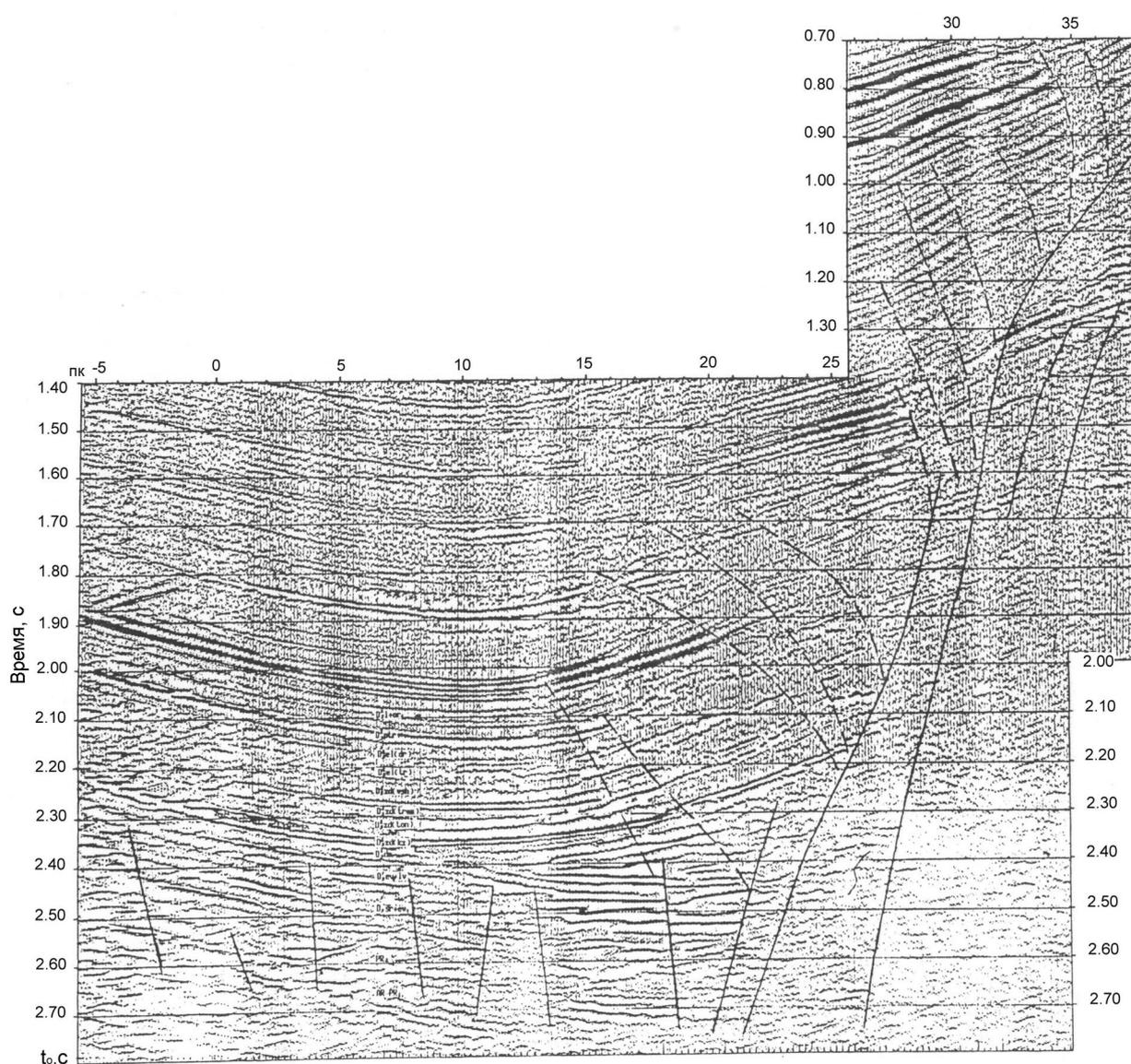


Рис. 2.30. Разрез эффективных коэффициентов отражения (разрез ЭКО) через Восточно-Дроздовский участок Речицко-Вишанского разлома, построенный с использованием методов технологии высокоразрешающей сейсморазведки по профилю 19₁₉₃₋₁₉₄ (по данным В. Л. Трофимова, Ф. Ф. Хазиева)

годы многими зарубежными исследователями (П. Д'Онфрo, П. Глагола, Т. П. Хардинг, Р. Ф. Грегори, Л. Х. Стефани и др.) такие структуры разломных зон под названием структура «цветка» (flower structure), или «пальмового дерева», однозначно классифицируются как один из уверенных признаков сдвиговых дислокаций.

Еще одним признаком сдвиговой компоненты по субширотным разломам могут быть встреченные в углах пересечения с оперяющими сдвиго-сбросами структуры выжимания погруженных кромок ступеней (рис. 2.31), как это наблюдается, например, на Северо-Комаровичской и Обидемлянкой площадях вдоль Червонослободского разлома, на Яминской площади вдоль Речицко-Вишанского, а также на Ковчицкой площади вдоль Северо-Припятского краевого разлома. Эти структуры – результат встречно-направленных усилий при формировании сдвигов разных порядков и заклинивания блоков в углах их пересечения. Так как плоскости разломов в таких местах пересечения имеют встречное падение, углы блоков по ним выжимаются вверх и горизонтальная компонента движения по разлому трансформируется в вертикальную. Описанные структуры отмечаются в западной части палеорифта и являются, видимо, конечными звеньями (точками затухания), как правило, правосторонних сдвигов по субширотным разломам.

К скрытым признакам сдвиговых деформаций относятся также широко развитые, но уже в пределах Внутреннего грабена (преимущественно в Центральном структурном районе), явления хаотичной смены падения плоскостей соседних блоков на встречное, обратное и орто-

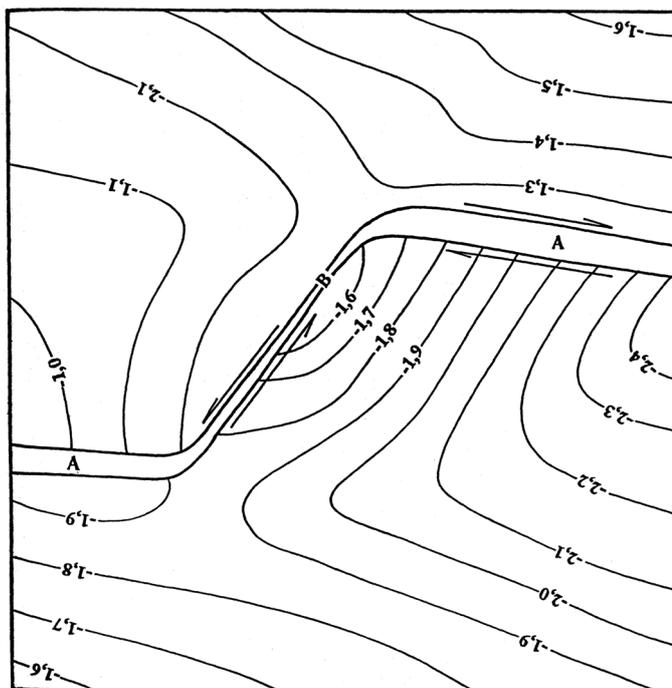


Рис. 2.31. Тектонотип структуры выжимания на участке пересечения субширотного ступенеобразующего разлома А диагональным сбросо-сдвигом В при встречно-направленном горизонтальном смещении их опущенных крыльев (фрагмент структурной карты поверхности подсолевого ложа девонских отложений Припятского прогиба (абсолютные отметки, км))

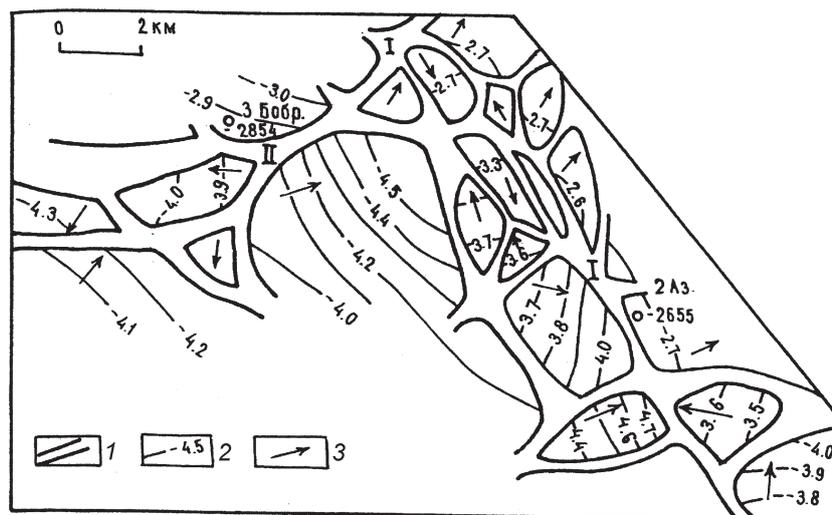


Рис. 2.32. Участок сочленения Азерецко-Великоборского (I) и Северо-Шестовичского (II) разломов: 1 – зоны разломов; 2 – изогипсы поверхности семилукского горизонта, км; 3 – вектор падения поверхности блоков (структурная карта поверхности семилукского горизонта (по данным Г. П. Густовой, Л. Г. Москалец))

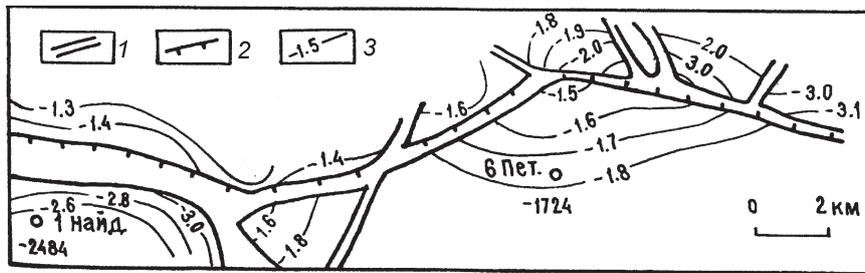


Рис. 2.33. Фрагмент западного участка Шестовичско-Гостовского разлома: 1 – зоны разломов; 2 – поднятое крыло Шестовичско-Гостовского разлома; 3 – изогипсы поверхности ланского горизонта, км (структурная карта поверхности подсолевой терригенной толщи (по данным Г. П. Густовой, Л. Г. Москалец))



Рис. 2.34. Восточная часть Хойникского погруженного выступа (структурная карта поверхности подсолевой терригенной толщи; условные обозначения – см. рис. 2.33)

гональное (рис. 2.32); резкое изменение угла падения плоскости разлома на обратное со смежной положения поднятого и опущенного крыльев (рис. 2.33); дугообразные изгибы (в плане) фрагментов субширотных разломов с подворотом их к югу в сочетании с веерообразным и лучевым сочленением оперяющих разломов и т. д. (рис. 2.34).

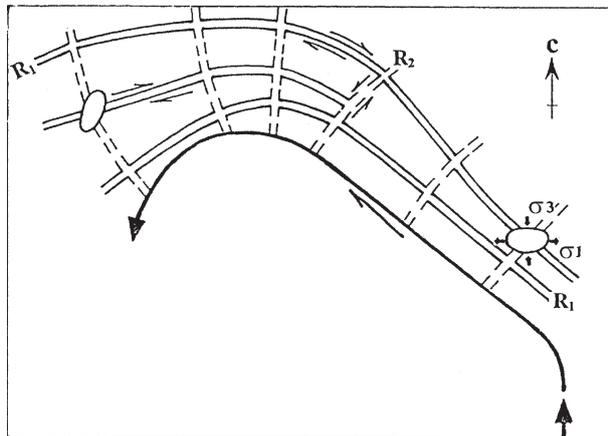


Рис. 2.35. Сопряжение прямолинейных и круговых форм сдвиговых полей напряжений при поступательно-вращательном движении полосы вдоль контура (по результатам тектонофизического моделирования П. М. Бондаренко, И. В. Лучицкого [38]): σ_1 , σ_3 – траектории нормальных напряжений растяжения и сжатия (на рис. дана ориентировка осей напряжений Брагинско-Лоевской седловины); R_1 и R_2 – ряды трещин скалывания (применительно к сдвигам: R_1 – правый латеральный первого порядка; R_2 – левый латеральный второго порядка)

Оперяющие разломы встречаются в восточной части Внутреннего грабена. Подобного рода структурные рисунки получены П. М. Бондаренко и И. В. Лучицким [38] по результатам экспериментального моделирования сдвигово-сколовых систем при сопряжении прямолинейных и круговых форм сдвиговых полей (рис. 2.35).

Видимо, такое сочетание характерно и для синрифтовых сдвиговых полей Припятского прогиба, инициированных прямолинейным левым сдвигом на границе с Брагинским выступом и тенденцией общего левостороннего поворота территории Внутреннего грабена. На этом фоне сформировалась общая диагональная асимметрия всего прогиба, которая в его восточной части под воздействием вектора сжимающих усилий проявилась как бы вдвиганием с юго-востока Хойникского погребенного выступа (как своеобразного отрога Брагинского выступа), а на западе прогиба наоборот – отодвиганием на юг и юго-восток части

территории (расположенной к югу от Микашевичско-Житковичского выступа фундамента и его продолжения Петриковского выступа), получившей импульс дополнительного растяжения.

К вышесказанному следует добавить, что не всегда видимые на структурных картах количественные показатели амплитуд горизонтальных смещений (до нескольких километров) соответствуют их истинным значениям. Возможны случаи как частичного влияния на процесс разломообразования неоднородностей и уже существующей структурированности среды, так и дискретные переносы трасс вторичных, более молодых разломов в местах их пересечения с более древними. Но всегда структурные рисунки и морфологические типы разломов являются качественным отражением определивших их типов тектонических полей напряжений.

Таким образом, многообразие перечисленных явных и скрытых признаков сдвиговых дислокаций подтверждает сведения о сложной структуре напряжений земной коры в зонах рифтогенеза, и Припятская зона не является исключением. Существенное влияние на ее формирование (при безусловном господстве синрифтовых напряжений растяжения) оказало воздействие тангенциальных сил со стороны мобильных структур земной коры, обрамлявших ВЕП с юга и юго-запада. Внутри самой зоны (на территории Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины) напряжения поперечного сжатия были обусловлены также воздействием динамических нагрузок от Брагинского блока-штампа.

2.8. Отражение листрической природы разломообразования в структуре синрифтовых отложений

Наличие в структуре поверхности фундамента и синрифтовых комплексов чехла разных форм, закономерное изменение их снизу вверх по разрезу и в латеральном направлении (вкрест и по простиранию палеорифта) указывают на многообразие и особенности проявления механизмов рифтообразования, о чем было подробно изложено ранее. В ряду явных и скрытых признаков таких проявлений обращает на себя внимание отсутствие во многих зонах прогиба значительных по мощности (сотни метров) интервалов разреза в средней части синрифтового комплекса, сформированного в условиях высоких скоростей прогибания и накопления осадков и отсутствия региональных перерывов в осадконакоплении. В частности, это линейные зоны отсутствия нижнефаменских межсолевых отложений, известные в научной литературе под названием «палеоврезы». Они приурочены в плане к поднятым крыльям субширотных ступенеобразующих разломов и прослеживаются на многие десятки километров, а вдоль зон Буйновичско-Наровлянского и Речицко-Вишанского разломов их протяженность достигает 100–120 км. Установленная в этих зонах поверхность несогласия, перекрытая среднефаменской соленосной толщей, наклонена в сторону погруженных крыльев разломов и служит надежным экраном для большинства залежей нефти в межсолевых отложениях. Ширина их, как правило, увеличивается с запада на восток от нескольких сот метров до 8–9 км (Наровлянская площадь).

Существуют различные точки зрения на причины формирования этих зон [52; 83; 112; 156; 202 и др.]. Основные из предложенных интерпретаций связаны с абразией и эрозией отложений в субаквальных и, возможно, субаэральных условиях в бассейне с расчлененным рельефом дна; соляной тектоникой в нижней и верхней соленосных толщах; разрывом и растяжением межсолевой толщи в разломных зонах. Действительно, явление это многофакторное и на разных участках прогиба один или несколько из перечисленных процессов могли преобладать. Но ведущими, несомненно, являлись дифференцированные субвертикальные движения блоков по разломам листрического профиля, вызвавшие все многообразие геологических процессов в палеорифте [214]. Именно к таким разломам приурочено большинство зон отсутствия межсолевых отложений. Ниже обосновывается возможный механизм их образования.

Согласно современным геодинамическим моделям земной коры Припятский прогиб является палеорифтовой структурой, сформированной в процессе растяжения литосферы и связанного с ним листрического раскалывания земной коры [11; 59; 66; 76]. Погружение блока земной коры по вогнутой криволинейной траектории листрического разлома неизбежно влечет за собой

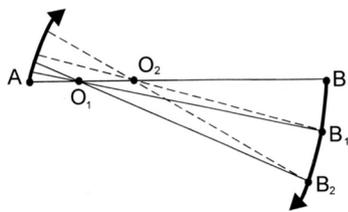


Рис. 2.36. Зависимость вертикального угла вращения поверхности ступени АВ от положения оси вращения (O_1 , O_2) и амплитуды погружения ($B-B_1$, $B-B_2$) висячего крыла разлома (стрелки иллюстрируют направление субвертикального движения противоположных кромок ступени)

вращение его поверхности в горизонтальной плоскости вокруг оси, параллельной простиранию разлома. При этом наблюдается эффект запрокидывания поверхности блока вокруг оси вращения с относительным воздыманием его фронтальной части. Очевидно, что амплитуда этого воздымания над условным горизонтальным уровнем будет зависеть от положения оси вращения на плоскости и амплитуды опускания противоположной кромки блока (рис. 2.36). В Припятском прогибе, как и в других рифтовых структурах, такими блоками являются наклонные тектонические ступени.

По мнению Л. П. Зоненшайна, угол наклона предрифтовой поверхности выравнивания по системе антитетических сбросов служит прямым указанием на вращение как блоков-ступеней, так и разграничивающих их сбросовых плоскостей и определяет величину вращения [100]. В Припятском прогибе предрифтовой поверхностью выравнивания является поверхность семилукского горизонта. Современный угол наклона этой поверхности, как интегральный показатель синрифтовой стадии развития, изменяется в среднем от $3-7^\circ$ на крайнем западе прогиба до $10-20^\circ$ на востоке. Максимальный угол наклона отдельных блоков Хойникского погребенного выступа и восточной части Червонослободско-Малодушинской и Заречинско-Великоборской ступеней достигает $25-28^\circ$.

По данным палеоструктурного анализа, изменение угла наклона ступеней в раннюю и первую половину главной фаз рифтинга (позднефранско-раннефаменское время) находило отражение главным образом в региональном уменьшении мощности соответствующих горизонтов осадочного чехла по восстанию ступеней. К началу среднефаменского времени эта величина составляла лишь третью – пятую часть от современного показателя. Достижение близких к современным значениям углов наклона ступеней произошло за очень короткий лебедянский-стрешинский промежуток времени среднего фамена, на который приходится пик активности формирования рифтового грабена и вертикальных подвижек по разломам. Соответственно резко возрос и угол вращения поверхности ступеней, ограниченных литрическими сбросами, и была велика вероятность того, что головные части ступеней могли воздыматься над уровнем воды (условный горизонтальный уровень $A-O_1-O_2-B$ на рис. 2.36) с образованием узких протяженных гряд-островов и размывом ранее накопившихся осадков.

Выпадение частей разреза осадочного комплекса могло быть вызвано также процессами неосаждения осадков в головных частях ступеней в субаквальных условиях седиментации. Свидетельством тому служат данные глубоководных исследований с подводных аппаратов в современных зонах спрединга – в Красноморском рифте (18° с. ш.) и рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (20° с. ш.) [99]. В морфологии дна рифтовые долины построены сбросовыми уступами, ограничивающими ступени, поверхность которых наклонена от оси рифта под углом $5-7^\circ$. Эта система наклоненных ступеней ограничена сбросами. Базальтовое основание ступеней перекрыто осадочными породами. Их мощность по восстанию ступеней уменьшается от первых сотен метров до нуля. У кромок сбросовых уступов, высота которых колеблется от $100-200$ до $500-600$ м, осадки отсутствуют, хотя глубина дна составляет $0,9-1,7$ км, а в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта достигает 3 км и более.

Естественно, в Припятском континентальном рифте тектонические процессы в позднем девоне проявились менее контрастно, чем в названных зонах спрединга, однако и для него характерны отдельные эпизоды формирования относительно глубоководных котловин. По данным литолого-фациального анализа [86], к началу среднефаменского этапа соленакопления органические постройки вдоль поднятых крыльев основных ступенеобразующих разломов маркировали мелководные условия осадконакопления с увеличением глубины бассейна в сторону наклона ступеней. В Центральном структурном районе Внутреннего грабена в относительно глубоководной зоне с доманиковыми литофациями вследствие некомпенсированного по разломам прогибания высота сбросовых уступов в рельефе дна бассейна, как уже отмечалось, оценивается в сотни метров [111].

Анализ мощности и фаций горизонтов синрифтового комплекса вкрест простирания плоско-листрических разломов свидетельствует о сложной динамике процесса разломообразования. Зоны разломов имеют вид ступенчатых сбросов со сдвиговой компонентой (лестницы сбросовых уступов), отражающих миграцию разломообразования во времени и пространстве. Как правило, происходило дискретное скалывание кромок головных частей ступеней по системе субпараллельных сбросов и постепенное наращивание ширины разломной зоны за счет поднятого крыла. Особенно наглядно эта стадийность прослеживается там, где межсоловые отложения в поднятом и опущенном крыльях разлома, разделенные полосой их отсутствия, представлены одной группой фаций – рифогенной (например, вдоль Речицко-Вишанского разлома на Славянской, Сосновской, Чкаловской, Осташковичской площадях). Одна из возможных моделей образования зоны отсутствия межсоловых отложений, обусловленная листрической природой ступенеобразующих разломов, представлена на рис. 2.37.

Распределение мощности горизонтов межсоловой толщи на перечисленных площадях по обе стороны от зоны ее отсутствия отражает процесс конседиментационного формирования цепочки палеоподнятий вдоль наиболее приподнятой в то время кромки Речицко-Шатилковской ступени. На отдельных участках своды палеоподнятий уже в процессе накопления межсоловых отложений могли выходить выше уровня моря и размываться. В раннелебедянское время те части локальных структур, которые были обращены в сторону опущенного крыла разлома, стали быстро погружаться по системе сколовых разломов (субпараллельных основному разлому) и сохранились от размыва. Вместе с тем своды локальных положительных структур в поднятом крыле

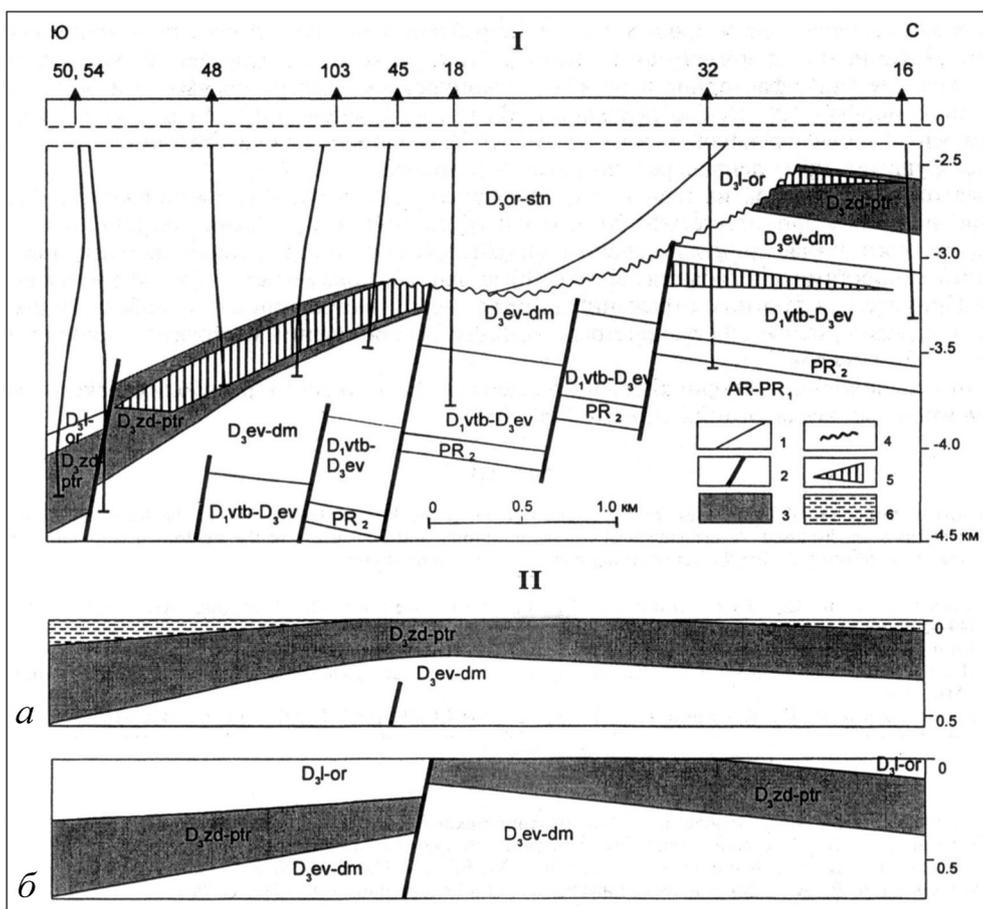


Рис. 2.37. Схема формирования зоны отсутствия межсоловых отложений вдоль Речицко-Вишанского разлома (Сосновская площадь): I – геологический профиль (1 – границы стратиграфических подразделений, 2 – разломы, 3 – межсоловые отложения, 4 – зона отсутствия межсоловых отложений, 5 – залежи нефти, 6 – толща воды); II – палео-профили: а – к началу накопления верхнефаменской соленосной толщи; б – во время накопления нижних ритмопачек верхней соленосной толщи

разлома интенсивно размывались вследствие увеличения угла наклона (вращения) ступени и относительного воздымания ее фронтальной части (см. рис. 2.37). Подтверждением этому служат случаи отсутствия на некоторых участках приразломных зон нижних ритмопачек галитовой подтолщи (по типу трансгрессивного залегания по восстанию ступени). В современной структуре положение зоны отсутствия межсолевых отложений на рассматриваемой площади частично затрагивает приразломную кромку поднятого крыла. Большой своей частью названная зона соответствует в плане серии промежуточных блоков разломной зоны, погружение которых произошло позже (видимо, во время накопления калиеносной подтолщи) за счет скалывания очередных участков фронтальной части ступени.

Как следует из приведенного примера, деструктивные процессы вкрест простирания зоны ступенеобразующего разлома в главную фазу рифтинга носили миграционный характер. Разрастание полосы разрушения межсолевой толщи происходило в направлении (и за счет) меняющей свое положение головной кромки ступени. Несомненно, формирование зон отсутствия межсолевых отложений, как уже отмечалось, процесс многофакторный, и на каждом конкретном участке прогиба эти образования имеют свою морфогенетическую специфику. На той же Сосновской площади, судя по характеру строения верхнефранской и среднефаменской соленосных толщ, галокинез также внес свою «разрушительную» лепту в рассматриваемый процесс.

Вышеизложенный механизм указывает на возможность формирования зон отсутствия межсолевых отложений в Припятском палеорифтовом бассейне как в субазральных (когда фронтальные части ступеней воздымались над уровнем моря в виде цепочек островов), так и в субаквальных (когда над положительными формами донного рельефа не происходило отложение осадков или ранее накопившиеся образования подвергались эрозии придонными течениями) условиях, а также на их гравитационное перемещение в результате подводных обвалов и оползней.

Влияние процесса разломообразования на рельеф и условия седиментации в Припятском палеорифтовом бассейне нашло отчетливое отражение и в изменении полноты разреза, мощности и литофаций ритмопачек галитовой субформации верхней соленосной толщи вкрест простирания зон листрических разломов [208]. На рис. 2.38 приведена модель формирования отложений галитовой субформации в зоне Северо-Припятского краевого разлома на Березинской площади. Зона разлома представлена серией субпараллельных сбросов, образующих ряд протяженных

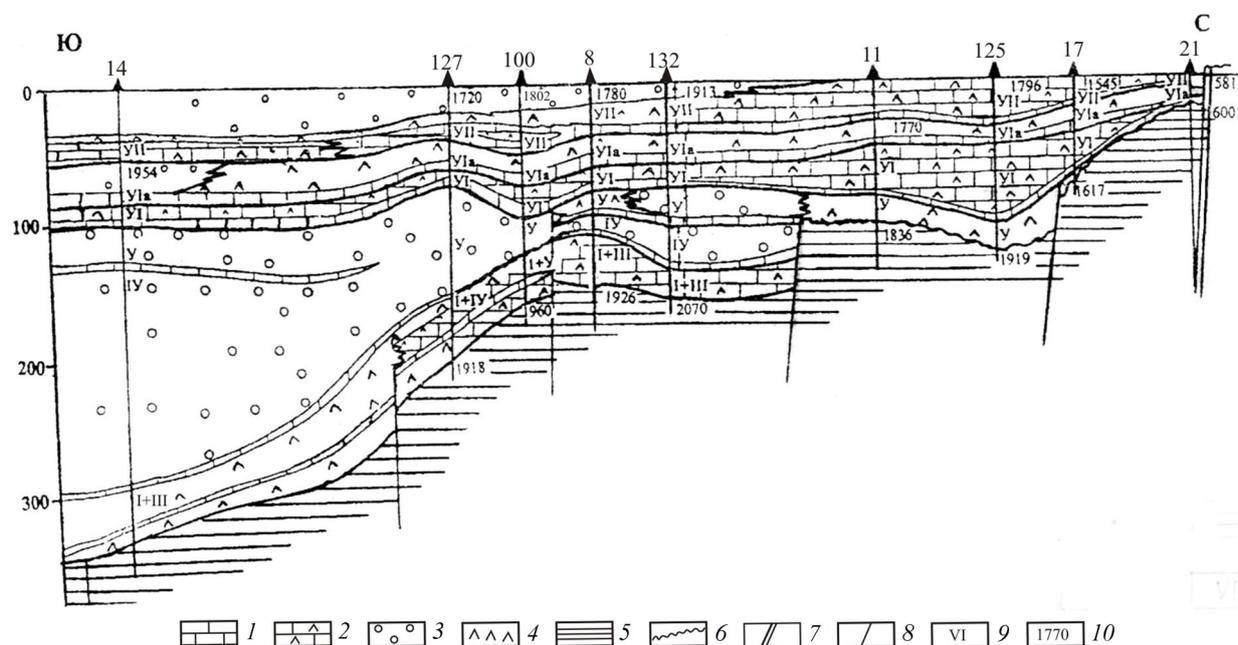


Рис. 2.38. Седиментационная модель формирования галитовой субформации в зоне Северо-Припятского разлома [208]: 1 – карбонатные породы; 2 – карбонатно-сульфатные породы; 3 – каменная соль; 4 – сульфатные породы; 5 – подстилающие отложения; 6 – линия перерыва в осадконакоплении; 7 – Северо-Припятский разлом; 8 – прочие разломы; 9 – ритмопачки галитовой субформации; 10 – современные глубины залегания

блоков, погружающихся с севера на юг. В их пределах наблюдаются фациальные замещения соленосных отложений карбонатно-сульфатными и карбонатами по направлению к наиболее приподнятой в палеорельефе части структуры (блока) на момент отложения той или иной ритмопачки.

Полный разрез галитовой субформации присутствует в южной части Березинского поднятия (скважины 8, 100, 127 и 132). Во время формирования I–III ритмопачек наиболее приподнятое положение здесь занимал блок, изученный скважинами 100 и 127. Отсутствие карбонатных пластов в верхней части рассматриваемого разреза, возможно, связано с периодом неосаждения или размыва осадков в приповерхностных условиях, вследствие выхода участка в субаэральные обстановки.

В расположенном севернее блоке (скважины 8 и 132) фациальное замещение соленосных отложений на карбонатно-сульфатные по направлению от погруженной к поднятой части блока наблюдается в V ритмопачке.

На следующей к северу блоковой структуре разрез галитовой субформации полностью представлен фациальными карбонатно-сульфатными аналогами. Четко прослеживается репер «тройной», по подошве которого проводится граница галитовой и калиеносной субформаций. В фациально замещенном разрезе галитовой субформации коррелируются базальные (карбонатные) реперные пласты, лежащие в основании VI, VIa и VII ритмопачек. Отсутствуют нижние ритмопачки в разрезе галитовой субформации (боричевские слои и часть залесских слоев) и гамма-активный реперный пласт в кровле петриковских отложений. Этот факт может свидетельствовать о местном перерыве на рубеже петриковского и лебедянского времени, связанного с временным выходом приподнятой части ступени над уровнем бассейновых вод.

Разрез галитовой субформации в скв. 21, находящейся в пределах наиболее приподнятого северного блока (ступени), представлен карбонатно-сульфатными аналогами в объеме двух верхних ритмопачек – VI и VII. Отсутствуют отложения нижележащих ритмопачек I–V и гамма-активного репера в верхах петриковского горизонта, так как продолжительность перерыва в осадконакоплении на этой ступени была значительно более длительной, чем в пределах блока (ступени), расположенного южнее. Подобные фациальные замещения вкрест простирания зон разломов имеют субмеридиональную зональность и прослеживаются на территории различных ступеней.

Березинское поднятие в современном структурном плане расположено в Северной зоне бортовых уступов, представляющих собой серию промежуточных блоков южного опущенного крыла Северо-Припятского краевого разлома. На приведенном профиле (см. рис. 2.38) отчетливо видно, как убывает снизу вверх полнота разреза галитовой субформации на север по направлению к поднятому крылу этого разлома. Отсутствие нижних ритмопачек в северной части Березинской структуры свидетельствует о том, что в начале среднефаменского времени (время накопления I–IV ритмопачек) она являлась частью территории Северо-Припятского плеча. Граница Припятского рифтового грабена и, соответственно, граница солеродного бассейна, проходила тогда по субширотному сбросу, разделяющему блоки, обозначенные на профиле скважинами 8–32 и 11–125. К началу отложения V ритмопачки произошло скалывание фронтальной части поднятого крыла Северо-Припятского разлома, и эта граница сместилась севернее. Ею стал сброс, который трассируется между скважинами 17 и 125. И только к концу накопления VII ритмопачки контролирующей границей стал сброс в районе скв. 21, который принято считать линией собственно Северного краевого разлома и северной границей Припятского грабена.

Анализ мощности и фаций пачек галитовой субформации в зоне Северо-Припятского разлома и межсолевой формации в зоне Речицко-Вишанского разлома подтверждает общность механизма дискретной миграции процесса разломообразования в зонах листрических разломов. Следствием этих процессов стало формирование вдоль указанных разломов не только зон отсутствия межсолевых отложений, многократно описанных в геологической литературе, но и линейных зон отсутствия на некоторых участках нижних ритмопачек галитовой субформации.

Погружение ступеней по разломам листрического (ковшеобразного) профиля в активную фазу рифтинга вызывало увеличение угла вращения поверхности ступеней. Происходило опережающее опускание участков ступеней вдоль опущенных крыльев разломов с одновременным воздыманием фронтальных частей ступеней в поднятых крыльях. Воздымающиеся головные части ступеней формировали в рельефе дна бассейна сбросовые уступы и гряды островов, в пределах

которых осадки не накапливались и (или) размывались, а резкое изменение глубины бассейна в приразломных зонах влияло на смену обстановок седиментации.

Предложенная модель, на наш взгляд, объясняет принципиальную возможность формирования линейных зон отсутствия значительных по мощности (сотни метров) интервалов платформенного чехла, принадлежащего синрифтовой стадии развития со свойственными ей высокими скоростями прогибания. Вместе с тем приведенная здесь схема разрушения кромок сбросовых ступеней как отражение механизма формирования листрического профиля разломов, видимо, не является единственно возможной. При планарной (плоскостной) системе перемещения по сбросам [268], по принципу модели «домино», также происходит вращение как поверхности блоков, так и разграничивающих их сбросовых плоскостей. Так, по визуальным наблюдениям Л. П. Зоненшайна и его соавторов [100], в пределах Байкальского рифта вершины сбросовых блоков увенчаны реликтами поверхностей выравнивания. При этом названные исследователи связывают формирование структуры Байкала с полого падающей зоной срыва растяжения в средней части земной коры, которая ограничивает плоскости разломов на глубине без заметного их листрического выполаживания.

2.9. Проявление механизма растяжения в процессе рифтообразования

Главные эпизоды внутриплатформенного рифтообразования связаны с тектоникой растяжения. Как известно, существуют две модели начальных условий рифтогенеза: «активная» и «пассивная». В «активной» модели главной движущей силой является подъем мантийного астенолита, утонение, растяжение и раскол земной коры. При «пассивной» модели начальную причину растяжения определяют внерифтовые горизонтальные напряжения, генерируемые на внешней по отношению к потенциально рифтовой зоне территории. Они, в свою очередь, вызывают разломообразование, утонение консолидированной коры и затем (но не всегда!) – подъем высокотемпературного мантийного диапира (астенолита).

Ранее уже отмечалось, что начальным отражением внешних горизонтальных напряжений в Припятском регионе являлся суперрегиональный правосторонний сдвиг. Он проградировал со стороны закаспийского Туаркырского рифта [223], маркируя зону Припятско-Донецкого авлакогена. Показатели тектоники растяжения проявляются при анализе тектонической позиции Припятского региона относительно юго-западной окраины ВЕП в среднем и позднем палеозое, реконструкции синрифтовых палеогеодинамических обстановок непосредственно в регионе, а также сопоставлении особенностей реальной структуры платформенного чехла и консолидированной коры с результативными данными физического моделирования рифтообразования. Позднепалеозойские процессы рифтогенеза в Припятской зоне происходили на фоне активного воздействия тангенциальных сил на юго-западный и южный края ВЕП со стороны мобильных зон земной коры, связанных с активным формированием океана Палео-Тетис, а также трансляции этих нагрузок в сторону Припятско-Донецкого авлакогена [65; 107; 209].

Реконструкция синрифтовых динамических напряжений непосредственно в Припятской зоне основана на результатах анализа структуры, разломной тектоники, мощности и фаций синрифтовых, предрифтовых и пострифтовых комплексов чехла, ведущей особенностью которых являются многочисленные элементы диссимметрии (нарушенной симметрии). К ним относятся: присутствие синрифтовых отложений (кроме, естественно, Припятского грабена) еще в пределах лишь одного Северо-Припятского плеча; диагональное положение к простиранию структуры оси погребенных выступов; асимметричное местопоявление синрифтового магматизма; латеральная неоднородность тектонического строения (стиля структурных рисунков) поверхности фундамента и основных структурно-формационных комплексов чехла; неравномерность в распределении палео- и современных температур в разных частях прогиба и плотности теплового потока и т. д. На эти особенности Припятского прогиба обращали внимание многие исследователи [32; 65; 172; 209; 217 и др.].

Высокая степень изученности платформенного чехла и земной коры Припятского палеорифта позволила на его примере разработать геодинамические модели, учитывающие особенности его строения. Одну из них представили Р. Г. Гарецкий и С. В. Клушин [59; 61].

В соответствии с этой моделью, при раскалывании на горизонтальные пластины перемещающейся в северном направлении литосферной плиты над внедряющимся астеносферным диапиром сформировалась асимметричная система листрических разрывов земной коры. Сквозные коровые листрические разломы возникают в связи с тем, что земная кора делится на две части: более хрупкую верхнюю (примерно до 20 км), в которой наиболее широко распространены разломы и к которой приурочены участки разуплотнения, связанные со сгущением тектонической трещиноватости; и менее хрупкую нижнюю, которая пронизана более редкими листрическими разломами мантийного заложения и содержит линзы волноводов, связанных с частичным расплавлением вещества. На стыке земной коры и верхней мантии возникла зона сгущения тектонических пластин.

Асимметрия строения Припятского прогиба и его поперечная зональность объясняется одновременным существованием нескольких действующих сил (рис. 2.39): 1) горизонтальной, обуславливающей соответствующее перемещение литосферной субплиты по разделу литосфера – астеносфера; 2) вертикальной, направленной снизу вверх в области вспучивания астеносферного диапира под центром прогиба; 3) сил растяжения, направленных в разные стороны от центра. Создаются условия, когда южная по отношению к центру растяжения часть субплиты тормозится, а движение северной, наоборот, ускоряется. В результате действия сил трения, возникающих при проскальзывании литосферных пластин вдоль субгоризонтальных разрывов, скорости и величины горизонтальных перемещений у верхних пластин в южной части субплиты оказываются больше, чем у нижних, и первые надвигаются на вторые.

В северной части субплиты отмечается обратная картина. Так как растяжение обусловлено внедрением астеносферного диапира, к северу от него имеем ослабленную зону (область дивергенции), а к югу – зону сжатия (область конвергенции). Из предлагаемой модели следует, что возможны надвиги в зонах южного краевого и некоторых других листрических разломов с северным падением плоскостей разрыва. В частности, анализ волновой картины в южной части прогиба интерпретируется Р. Г. Гарецким и С. В. Клушиным как пологое надвигание фундамента Украинского щита на осадочные (подсолевые) образования Припятского прогиба и, наоборот, – «поддвиг» нижней части литосферы под верхнюю часть к северу от Северо-Припятского разлома.

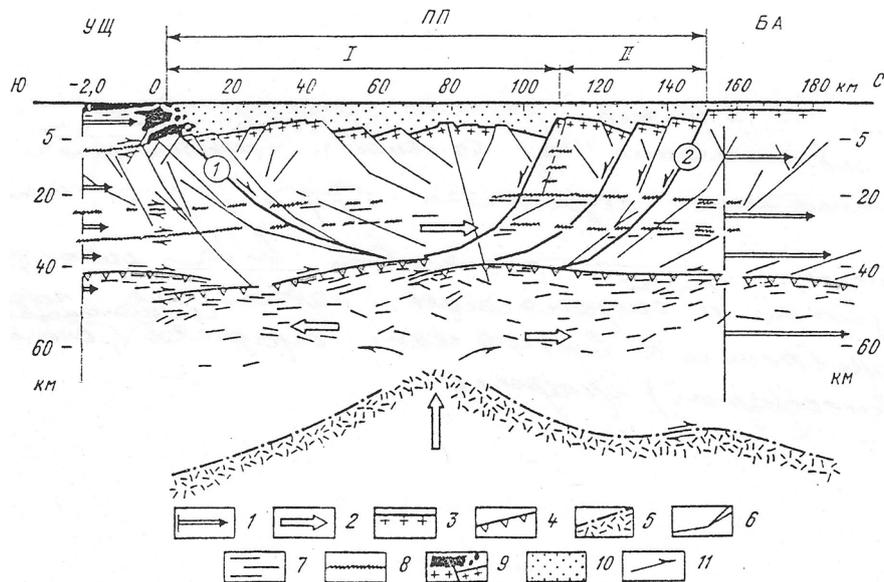


Рис. 2.39. Геодинамическая модель палеорифта [61]: 1 – векторы скоростей перемещения литосферных пластин; 2 – направления действия основных сил; 3 – поверхность фундамента; 4 – поверхность М; 5 – раздел литосфера – астеносфера; 6 – листрические разломы; 7 – отражающие площадки; 8 – реологические границы (предположительные контакты литосферных пластин); 9 – области надвигания пластин фундамента на осадки; 10 – платформенный чехол; 11 – направления относительных перемещений вещества; УЩ – Украинский щит; ПП – Припятский прогиб (I – внутренний грабен, II – зона ступеней); БА – Белорусская антеклиза. Цифры в кружках: Южно-Припятский (1) и Северо-Припятский (2) краевые разломы

Другая альтернативная модель, которую развивают авторы данной монографии, основана на тектонофизическом механизме формирования листрических разломов, разработанном Е. И. Шишкиным и Т. Ю. Шишкиной [66; 247]. Суть этого механизма согласно [11; 65; 88; 168] состоит в том, что в соответствии с представлениями о реологической расслоенности земной коры и литосферы листрические разломы, как и любые другие дизъюнктивные нарушения, первоначально формируются в виде плоских разрывов в зоне хрупких деформаций в верхней части литосферы. Последующее развитие глубинных разломов, включающее приобретение ими листрического профиля, происходит в зоне смешанного деформирования. Интенсивное проявление пластической деформации в нижних горизонтах смешанного деформирования и вблизи границы кора – мантия, а также ее практическое отсутствие в верхних слоях указанной зоны приводят к тому, что с глубиной будет изменяться степень выполаживания плоскостей сформировавшихся разломов. В результате профиль этих разломов в разрезе приобретает листрическую форму (рис. 2.40).

Геодинамические особенности формирования внутриконтинентальных рифтов также связаны с такими параметрами, как конфигурация зоны размещения источника растягивающих усилий, скорость и флуктуация скорости растекания вещества астенолита, а также различия реологических свойств участков земной коры не только по вертикали, но и по горизонтали. Учет этих особенностей применительно к Припятскому прогибу, согласно рассматриваемой геодинамической модели, позволил объяснить механизм формирования разрывов сбросово-сдвигового и сдвигового характера, существование «островов» с прерванным процессом рифтогенеза типа Микашевичско-Житковичского и Брагинского выступов. Сопоставление реальной сейсмической модели Припятского прогиба с тектонофизическими построениями, соответствующими однонаправленному действию внешних растягивающих усилий, дает основание сделать вывод о высокой степени их соответствия.

Как нам представляется, для оценки механизма проявления тектоники растяжения важное значение имеет сопоставление основных черт современной архитектуры и реконструированной синрифтовой структуры Припятской зоны с результатами проведенного С. А. Борняковым [39] физического моделирования структур растяжения рифтового типа. Максимальная степень подобия соответствует модели со значительным преобладанием сил одностороннего растяжения [216].

С. А. Борняковым моделировались условия, при которых один блок оставался неподвижным, а другой перемещался с заданной скоростью. В одной серии экспериментов был использован условный «активный» механизм растяжения с приложением сил к основанию (нижнему слою)

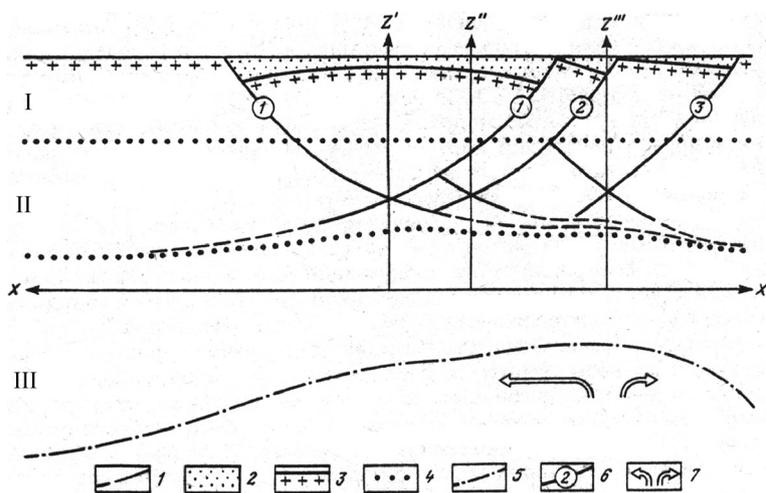


Рис. 2.40. Схема развития глубинных разломов в континентальной коре в условиях субгоризонтального растяжения в случае растягивающих усилий, действующих преимущественно в одном направлении (сост.: Е. И. Шишкин, Т. Ю. Шишкина [66]): 1 – глубинные разломы; 2 – области проседания земной поверхности, заполняющиеся рыхлыми осадками; 3 – граница изменившегося положения предрифтовой земной поверхности; 4 – границы областей с различным типом деформаций; 5 – условная граница подошвы области пластических деформаций; 6 – номера генераций разломов; 7 – направления действия растягивающих усилий; I–III – области деформаций (I – хрупких разрушений, II – деформаций смешанного типа, III – пластических деформаций); z' , z'' , z''' – последовательное изменение положения оси z в плоскости zx

модели, на котором помещался деформируемый материал. При этом деформация и разрушение модели происходили в месте локализации рифта и в ограничивающих его магистральных деструктивных зонах (краевых разломах). В другой серии использовался условно «пассивный» механизм растяжения (рис. 2.41, а). Одностороннему растяжению подвергался более прочный верхний слой, а нижний реактивный субстрат пассивно реагировал на перемещение подошвы верхнего слоя. В большинстве опытов при «пассивном» механизме растяжения формированию собственно рифтовой структуры сопутствовал также и деструктивный процесс в широкой, смежной со стороны неподвижного блока, структурной зоне, которая тоже развивалась в условиях растяжения.

В обеих сериях экспериментов динамика процессов в рифте и ограничивающих его магистральных деструктивных зонах во многом совпадает. На начальной пликативной предрифтовой стадии над линией стыковки штампов на поверхности модели закладывается пологий линейный прогиб. На следующей пликативно-дизъюнктивной стадии зарождается трещиноватость, представленная системой раздвиговых трещин и двумя системами сколовых трещин: сопряженных сдвигов и сопряженных сбросов. При разных условиях эксперимента трещины разрастаются как сверху вниз, так и снизу вверх. Последние еще до массового деструктивного процесса на поверхности быстро прорастают вверх. Чаше они достигают поверхности, а недостигшие – образуют подобие клиновидных даек, заполненных материалом нижнего слоя. Система раздвиговых трещин, ориентированных согласно простиранию рифта, по своему количественному весу является главной. По мере разрушения модели они накапливают сбросовую составляющую и формируют ступенчатую структуру рифта с тенденцией миграции процесса от его периферии к центру. Все системы трещин имеют 2 варианта направления падения – к центру структуры и от него. Главная структурообразующая роль принадлежит серии крупных сбросов, падающих в сторону активного штампа. Сдвиговые системы разрывов лучше проявлены в пределах центрального грабена.

В серии экспериментов с «пассивным» механизмом растяжения со стороны неподвижного штампа за пределами рифта формируется дополнительная структурная зона, которая имеет свои специфические особенности. Деструктивный процесс в ней носит рассеянный площадной характер. Первичные трещины проявлены многочисленными вертикальными отрывами, ориентированными ортогонально к вектору растяжения. В дальнейшем блоковая структура этой зоны проявляется небольшими амплитудами субвертикальных сбросов.

При горизонтальном перемещении верхнего хрупкого слоя вдоль всей модели в нижнем более пластичном слое, в зоне контакта, создается сдвиговая деформация, порождающая густую сеть мелких разрывов субгоризонтальной (под углом 20–30°) ориентировки. По мере продвижения от неподвижного штампа к подвижному фронт разрушения углубляется (по сути, это аналог зоны глубинного синрифтового срыва – детачмента). Зона деструкции верхних горизонтов нижнего слоя напоминает известные схемы мантийных разуплотненных линз под рифтовыми зонами (см. рис. 2.41, б).

Некоторые элементы строения Припятского прогиба, наряду с перечисленными ранее основными чертами диссимметрии, хорошо согласуются

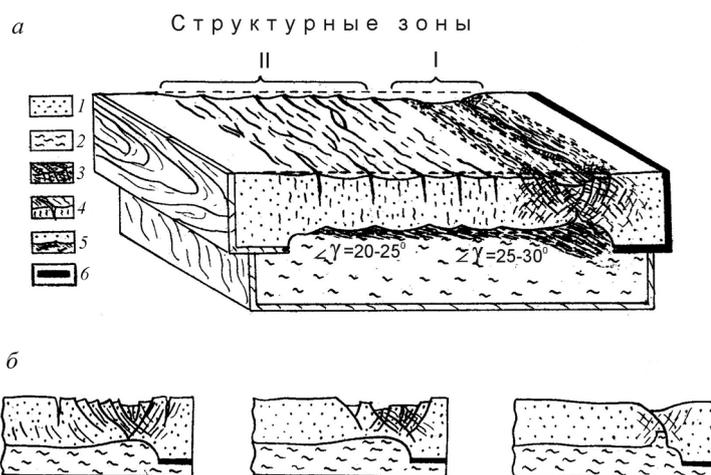


Рис. 2.41. Результаты моделирования структур растяжения по [39]: а – структурная ситуация в модели при пассивном механизме ее растяжения: 1 – верхний слой модели; 2 – нижний слой модели; 3 – сколовые, раздвиговые и сбросовые трещины в структурной зоне I; 4 – раздвиговые трещины в структурной зоне II; 5 – мелкая трещиноватость в нижнем слое у его контакта с верхним слоем; 6 – подвижный штамп модели; б – примеры рифтовых структур, полученных в моделях

с приведенными результатами моделирования по схеме одностороннего «пассивного» растяжения с отодвиганием мегаблока земной коры, расположенного к югу от рифтового грабена. Таковыми элементами являются:

- заложение на начальной синеклизной (пликативной) стадии растяжения в эйфельско-среднефранское время малоамплитудной (около 100 м) флексуры вдоль Южно-Припятского разлома (первичный линейный прогиб над линией стыковки штампов; рис. 2.42, в);
- наклон большинства основных ступенеобразующих разломов рифтового грабена и Северо-Припятского плеча на юг в сторону Украинского щита (подвижного штампа; см. рис. 2.42, а, б);
- большая нарушенность, в том числе с заметной долей сдвиговой составляющей по разломам, территории Внутреннего грабена;
- утолщение и общее погружение отражающего слоя нижней коры на профилях ГСЗ-МОГТ с севера на юг под соседний блок Украинского щита, а также увеличение внутри этого слоя угла наклона отражающих площадок в том же направлении;
- наличие Северо-Припятского плеча – аналога дополнительной структурной зоны растяжения, расположенной за пределами рифтового грабена на территории неподвижного штампа в «пассивной» модели С. А. Борнякова (зона II).

О рассеянной деструкции земной коры на территории Северо-Припятского плеча, наряду с процессами разломообразования, свидетельствуют проявления вулканизма, начавшиеся с первыми импульсами рифтообразования вдоль северной границы плеча со Жлобинской седловиной (с последующей миграцией процесса на юг в сторону рифтового грабена и Брагинско-Лоевской седловины). На это же указывают и многочисленные интрузии в чехле и консолидированной коре, которые отчетливо видны на временных сейсмических разрезах (аналог клиновидных даек модели). При этом прослеживается временная и генетическая связь первых импульсов растяжения на территории плеча (первичных вертикальных трещин отрыва в зоне II) и магматических трубок взрыва. К этому же ряду признаков одностороннего «пассивного» растяжения можно отнести и соответствие структуры консолидированной коры Припятского палеорифта тектонофизической

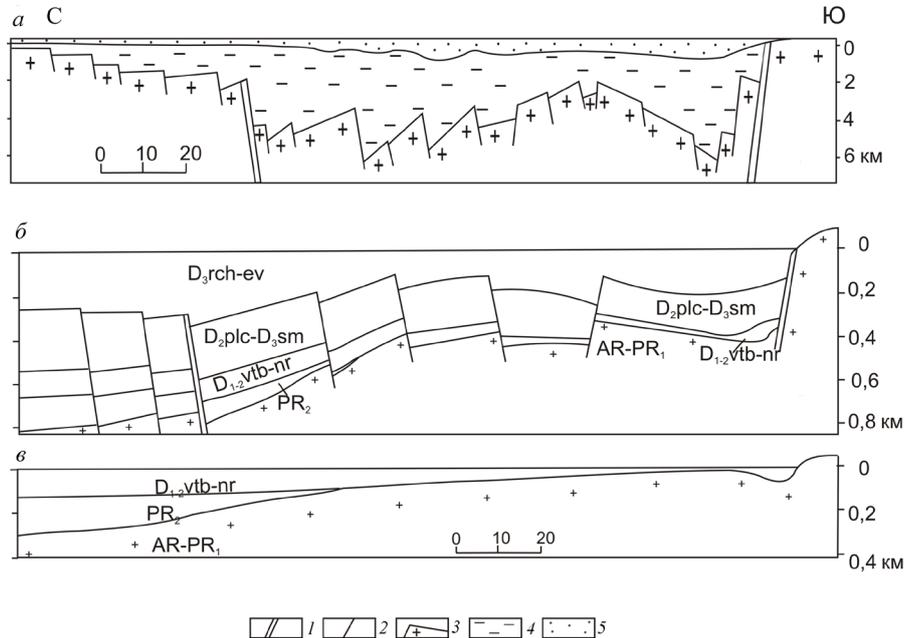


Рис. 2.42. Поперечный геологический (а) и палеогеографические (б, в) профили через Припятскую зону рифтогенеза (восточная часть): 1 – краевые разломы рифтового грабена; 2 – основные ступенеобразующие разломы; 3 – блоки кристаллического фундамента; 4, 5 – осадочный чехол (отложения: 4 – дорифтовые эйфельско-нижнефранские (нижние 400 м разреза) и синрифтовые верхнефранско-среднекаменноугольные; 5 – пострифтовые нижнепермско-антропогеновые); б – палеогеографический профиль к началу главной фазы рифтогенеза (евлановско-ливенское время позднего франа); в – палеогеографический профиль к началу живетского века девона (стадия предрифтового растяжения, начало обособления прогиба)

модели Е. И. Шишкина и Т. Ю. Шишкиной [66] (см. рис. 2.40), а также существенные различия в эволюции основных деструктивных зон рифтового грабена – краевых разломов, при этом особая роль принадлежит Южно-Припятскому разлому [213], о чем подробно указано в 2.1 и 2.2.1.

Древность зоны Южно-Припятского разлома и различия в строении земной коры к северу и югу от него предопределили местоположение начальной границы, которая «запустила» процесс рифтогенеза по схеме одностороннего «пассивного» растяжения. Реализация этого механизма продолжалась и во время основной фазы растяжения и литрического раскалывания земной коры (фаменское время позднего девона) посредством трансформации пологой субгоризонтальной поверхности срыва в верхней коре в наклонную сквозькоровую зону детачмента, дискретно погружающуюся на юг. О дополнительном импульсе одностороннего поперечного растяжения свидетельствует наличие такой структуры земной коры, как Внутренний грабен (структура «грабен в грабене»), занимающей Центральный и Южный структурные районы Припятского прогиба, а также серия осевых микрограбенов растяжения на его территории. Это наглядно иллюстрируется серией профилей вкрест простирания прогиба через его западную, центральную и восточную части (рис. 2.43). С востока на запад увеличивается ширина прогиба, причем только за счет размеров Внутреннего грабена, а точнее той его части, которая расположена южнее зоны осевых погребенных выступов. На профилях штриховкой показано положение осевых микрограбенов растяжения вдоль этой линии. Ширина прогиба к северу от нее постоянна.

Как уже отмечалось, угол раскрытия Припятского палеорифта, связанный с горизонтальным левосторонним вращением крупного блока земной коры Украинского щита с прилегающей территорией Внутреннего грабена к югу от зоны осевых выступов (см. 2.7), составляет 20° . Угол примерно такой же величины повторяется в очертаниях Микашевичско-Житковичского выступа фундамента, который занимает особое место в структуре западного центриклинального замыкания прогиба. Разлом, ограничивающий выступ с юга, является своеобразным «внутренним краевым» разломом Припятского прогиба. Вертикальная амплитуда этого разломом (до 4,0 км) вдвое превышает таковую северного и южного краевых разломов в западной части прогиба. Он делит единую структуру на 2 неравнозначных грабена, что отражено на поперечном профиле (см. рис. 2.43, а).

Анализ синрифтовых полей напряжений свидетельствует о том, что в целом весь западный сегмент прогиба, исключая участки центриклинальных депрессий, формировался в режиме напряжений раздвигового типа, который в наиболее чистом виде проявился в зоне Петриковского погребенного выступа. По сути, разломы на этом участке представляют собой макротрещины отрыва со сбросовым характером смещения пород. По данным А. М. Ковхуто [261], именно район Петриковского погребенного выступа, являющегося естественным продолжением Микашевичско-Житковичского выступа фундамента, характеризуется наибольшим значением (1,3)

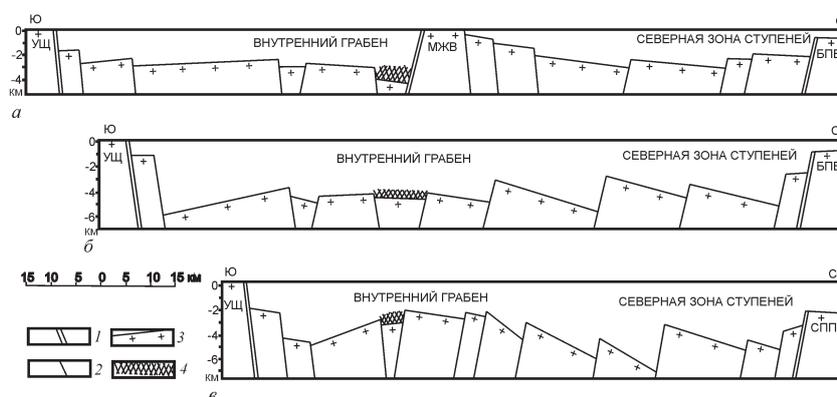


Рис. 2.43. Поперечные профили через Припятский палеорифт (а – западный; б – центральный; в – восточный): 1 – краевые разломы; 2 – ступенеобразующие разломы; 3 – поверхность фундамента; 4 – осевые микрограбены растяжения; УЩ – Украинский щит; БПВ – Бобруйский погребенный выступ; МЖВ – Микашевичско-Житковичский выступ; СПП – Северо-Припятское плечо

b-фактора – коэффициента растяжения. Осевой микрограбен растяжения Петриковского погребенного выступа, смещаясь на запад, занимает место непосредственно к югу от Микашевичского разлома с абсолютными отметками поверхности фундамента до –4,2 км, что, соответственно, указывает на миграцию активного растяжения на западе палеорифта к югу от названного разлома.

Процессы асимметричного тектонического растяжения, вызванные внешними нагрузками, сопровождались неравномерным по площади палеорифта поступлением магматических расплавов и перегретых флюидов, которые определили внутреннюю структуру слоя нижней коры с пониженной вязкостью, способного к деформации и течению. Он запечатлен в отраженных волнах на профилях ГСЗ-МОГТ в виде расслоенной нижней коры как отражающий слой субгоризонтальных площадок мощностью до 5–10 км. В совокупности с субгоризонтальными и наклонными системами отражающих площадок на разных уровнях внутри коры, вся картина отражений на профилях дает представление о тех тектонических деформациях, которые сформировали геологическую структуру зоны рифтогенеза. Как справедливо отмечает Ю. Г. Леонов [136], со скоростной преломляющей границей М не всегда совпадают отражающие границы или пакеты отражений: они также могут отсутствовать, быть выше или ниже. Критерием определения границы М может служить только повсеместно присутствующая граница изменения скорости – преломляющая граница – вне зависимости от того, маркируется она дополнительно отражающими горизонтами или нет. На примере Припятского прогиба видно, что прямого совпадения этих границ ни по глубине, ни по конфигурации не отмечается (см. рис. 2.18, в).

Все вышеизложенное с большой долей вероятности указывает на то, что формирование Припятского прогиба и синрифтовых разломов связано не только с термогравитационной конвекцией материала астеносферы, как предполагалось ранее, но и с напряжениями, вызванными действием внешних по отношению к зоне рифтогенеза сил, а также определяется сменой геодинамических механизмов в процессе эволюции этой рифтовой структуры. Во время заложения и начальной фазы рифтогенеза преобладал сдвиговый режим деформирования с возникновением зоны внутрикорового срыва. На рубеже главной фазы он сменился режимом интенсивного преимущественно одностороннего растяжения, обусловившим развитие сквозькоровой поверхности срыва (детачмента).

Как уже отмечалось ранее, в соответствии с интерпретацией результатов сейсмического и гравитационного моделирования земной коры вдоль профилей Евробридж'96 и Евробридж'97 реальный астеносферный диапир в пределах Припятского палеорифта большинством исследователей не выявлен [34; 139; 253; 267]. Это делает малоубедительными любые модели активного герцинского рифтогенеза в пределах рассматриваемого региона. Вместе с тем авторы дают себе отчет в том, что любые модели хотя и раскрывают некоторые из характерных черт строения и эволюции Припятского прогиба, но не могут полностью объяснить всего сложного процесса рифтообразования.

3.1. Особенности формирования сопряженных плечевых поднятий Припятского прогиба

В ряду геодинамических аспектов формирования континентальных рифтов определенный интерес представляет процесс образования пририфтовых плечевых поднятий. По мнению А. М. Никишина [164], природа этих образований пока до конца не решена и существует несколько моделей, в основе которых лежат различные глубинные процессы в литосфере. Высказываются различные мнения и о времени формирования плечевых поднятий, а именно: до начала рифтинга; как активный синрифтовый процесс на фоне погружения рифтовой впадины; поднятие плеч после грабенообразования. Часто формирование плечевых поднятий соотносят с образованием более широкого, чем рифтовый грабен, сводового поднятия, предшествовавшего либо синхронного с начальной фазой рифтинга, и считают их как бы «рудиментами» последнего. В свою очередь, наличие или отсутствие сводового поднятия напрямую затрагивает вопросы о механизмах образования внутриплитных грабенов и рифтовых структур, а также процессах, их вызывающих.

Не вдаваясь в оценку существующих гипотез и моделей, рассмотрим эти вопросы исходя из имеющихся фактических данных об эволюции и строении Припятского прогиба и особенностей геодинамических процессов в рифтовом грабене и пограничных с ним структурах.

Проблема предрифтового сводового поднятия и сопряженных плечевых поднятий уже затрагивалась нами ранее [213]. Было показано, что на раннегерцинской стадии, на рубеже раннего – среднего девона, территория Припятского прогиба была юго-западным склоном крупнейшей структуры Русской плиты – Московской синеклизы. Предрифтовый этап продолжался примерно 10 млн лет, что сопоставимо с длительностью главной фазы рифтообразования. В это время в мелководном морском бассейне происходило накопление преимущественно терригенных осадков. Источниками сноса служили области суши Белорусской антеклизы на западе и Украинского щита на юге с относительно невысоким рельефом, на что указывает отсутствие грубообломочных пород этой секции чехла [79; 181; 224]. В саргаевско-семилукское время раннего франа, который непосредственно предшествовал начальной фазе рифтогенеза, установился спокойный режим тектонического выравнивания. Это отражено в площадном постоянстве мощности отложений и отсутствии в периферийных частях бассейна прибрежных фаций [78; 234]. Со второй половины саргаевского времени обломочный (глинистый) материал практически не поступал в мелководный морской бассейн с карбонатным осадконакоплением. Такая ситуация может свидетельствовать не столько о значительной удаленности береговой линии, сколько о глубокой пенеупленизации и низком стоянии окружающей суши. Перечисленные признаки, на наш взгляд, однозначно можно интерпретировать как показатель отсутствия предрифтового сводового поднятия, предшествовавшего формированию Припятского палеорифта. «Сводовый» вариант образования Днепровско-Донецкого рифта также отрицается многими исследователями [55; 56; 195; 242 и др.].

После краткого перерыва в осадконакоплении в конце семилукского времени началась региональная перестройка структурного плана всей территории и формирование новой структуры – Припятского рифтового прогиба – также без признаков наличия сводового поднятия в ее основании. Как свидетельствуют схематические палеопродольные профили поперек простирания новообразованной структуры (см. рис. 2.42), на начальном этапе развития она представляла собой асимметричный прогиб. Активно развивалось его южное разломное ограничение по трассе Южно-Припятского краевого разлома (см. табл. 2.2). Амплитуда опускания вдоль негократно превосходила таковые

основных ступенеобразующих разломов, в том числе и Северо-Припятского [212; 213]. Ширина этого прогиба, простиравшегося до границы со Жлобинской седловиной, превышала размеры современного рифтового грабена. По-существу, рассматриваемую палеоструктуру можно обозначить как северное пологое висячее крыло Южно-Припятского краевого разлома, которое расчленено серией субпараллельных антитетических сбросов, наклоненных преимущественно на юг. Лежачим крылом этого разлома служил сопредельный приподнятый блок Украинского щита, активно формировавшийся в течение всей рифтовой истории Припятского прогиба как его южное плечо. Последнее синхронно и непрерывно воздымалось на фоне синрифтового погружения Припятского бассейна, поэтому истинная амплитуда движений по Южно-Припятскому разлому больше ее современной величины.

Лишь в период накопления галитовой, и особенно верхней глинисто-галитовой субформации фаменской соленосной толщи началось интенсивное погружение южного крыла Северо-Припятского разлома с умеренным воздыманием его северного крыла. Территория последнего представляла собой пологую равнину, перекрытую разновозрастными девонскими отложениями [80; 105]. Этот рубеж можно считать началом формирования второго – северного плеча Припятского палеорифта. Резкая активизация подвижек по разломам в означенное время усилила также восходящие движения южного плеча, которые повлекли за собой подъем обширной, прилегающей к нему юго-восточной территории Внутреннего грабена, где полностью отсутствуют отложения глинисто-галитовой субформации (см. рис. 2.10).

Таким образом, общая диссимметрия в строении и эволюции Припятского прогиба нашла свое отражение и в особенностях формирования пририфтовых плечевых поднятий. Его южное плечо, представленное в структуре консолидированной коры Коростенским плутоном Украинского щита, на протяжении всего герцинского этапа развития испытывало непрерывные активные восходящие движения на фоне погружения рифтового прогиба. Территория к северу от Северо-Припятского разлома как северное плечо структуры начало активно формироваться только с середины главной фазы развития рифта – в среднефаменское время девона, на пике активности процессов рифтогенеза. До этого времени территория северного плеча являлась частью единого (с Припятским грабеном) Припятского рифтового бассейна.

Из приведенных фактов следует, что процессы растяжения и рифтообразования в Припятском прогибе и образование сопряженных плечевых поднятий не были «запущены» механизмом подъема астенолита и сопутствовавшим ему куполообразованием. Они были вызваны другими причинами, связанными с развитием пологой субгоризонтальной зоны синрифтового внутри-, а затем сквозькорового срыва растяжения – детачмента (см. 2.3 и 2.4).

3.2. Влияние окраинно-плитных напряжений на синрифтовую геодинамику Припятского прогиба

В соответствии с современными мобилистскими концепциями внутриплитные геодинамические процессы испытывают воздействие различных тектонических факторов, связанных не с одним, а несколькими природными источниками. При этом многие исследователи обращают внимание на большое влияние кинематических и динамических процессов в краевых спрединговых, рифтогенных, коллизионных зонах континентальных плит на внутриплитные напряжения и структурообразование [99; 134; 184].

Трансляция напряжений от границ плит во внутриплитные области происходит на большие расстояния. Для молодой Среднеевропейской плиты горизонтальные напряжения, вызванные коллизионными процессами в Альпийском подвижном поясе, зафиксированы на расстоянии до 500–700 км и более. На древнем Северо-Американском кратоне следы палеонапряжений в палеозойских отложениях, инициированные в процессе формирования коллизионных поясов Аппалачи и Уичита, заметны на удалении до 800–1200 км. Взаимосвязь позднекайнозойских деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении прослеживается на еще большем расстоянии – до 1500 км (Жигулевские дислокации) [46]. Показано [99; 177; 197], что субдукция перед краями континентальных плит вызывает ряд последовательных

процессов, в том числе формирование окраинных или континентальных бассейнов в области форланда и рифтогенез континентального типа в более удаленной от складчатого пояса части форланда. Такие тыловые структуры растяжения могут простираться на удалении 500–800 км и более от края плиты. Изложенные положения дали возможность на основании оценки сопряженности герцинской геодинамики Припятского палеорифта и всей западной части Сарматско-Туранского линеамента, с одной стороны, а также с тектоническими событиями в юго-западном сегменте пассивно-континентальной окраины ВЕП и в его южном обрамлении, представленном «скифскими» герцинидами, – с другой, выявить новые особенности геологического развития юга Беларуси [4; 10].

Юго-западная окраина ВЕП, пространственно наиболее близкая к Подляско-Брестской впадине, Полесской седловине и Припятскому прогибу, ограничена линиями ТТ и Зоргенфрей – Торнквиста, принадлежащими Трансевропейской сутурной зоне (ТЕСЗ) [264]. Она примыкает к сложнейшему узлу наложенных и унаследованных структур разного ранга, генезиса и возраста. Здесь развиты фрагменты океанских, рифтовых, пассивно-окраинных, субдукционных, коллизионных структур, которые в результате их аккреции образовали сложную мозаику складчатых каледонских и герцинских сооружений. Вдоль линии ТТ от о. Рюген через Поморье, Свентокшиские горы протягивается Рюгенско-Поморская (Рюген-Кошалин-Хойницкая, Рюгенско-Вислянская) зона каледонской складчатости [41; 252; 271], на продолжении которой на территории Украины (Карпаты, Предкарпатский прогиб) находятся Рава-Русская и Кохановская каледонские зоны [200; 265]. С ними сопряжена протяженная каледонская Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий [26; 95; 252], в пределах которой уже на герцинском этапе формировался Львовско-Люблинский прогиб. Закрытие океана Япетус в конце силура – начале девона вызвало коллизию литосферных плит Восточной Европы и Северной Америки. В результате образовались названные зоны каледонской складчатости. К ВЕП причленился ряд террейнов байкалид (Лысогорский, Малопольский, Галицийский и др.) и на его край произошло надвигание складчатых каледонид амплитудой до 20–30 км [26; 96; 98; 200; 252].

Надвиги каледонид и герцинид известны и в Предкарпатском звене зоны ТТ, которая отождествляется В. В. Глушко с соавторами с Рава-Русской зоной каледонид и Ростовской зоной байкалид (?), предполагаемой в основании западной части Львовско-Люблинского прогиба [200]. Краевые структуры юго-запада ВЕП, примыкающие вдоль зоны ТТ к каледонско-герцинскому мобильному поясу и в пределах которых выявлены взбросовые и надвиговые дислокации, объединяются в единую надрегиональную структуру – Предсреднеевропейский форланд [4]. Средне-позднепалеозойские горизонтальные напряжения этого форланда непосредственно влияли на эволюцию сопредельных структур ВЕП, в том числе Подляско-Брестскую впадину и даже более удаленный Припятский прогиб.

Система широтных разломов, ограничивающих Припятский рифтовый грабен, прослежена фрагментами к западу от него до зоны ТТ. Названные разломы предопределяют структурное единство таких основных, генетически различных тектонических элементов платформенного чехла на территории Беларуси, как Подляско-Брестская впадина, Полесская седловина и Припятский прогиб [9].

Припятско-Донецкий авлакоген можно рассматривать как ветвь трехлучевой рифтовой системы с центром в Прикаспийской лабигенной впадине. Общим фоном тектонического развития этой системы на протяжении герцинского этапа являлась, как уже отмечалось, постепенная миграция во времени и затухание с востока на запад процессов рифтогенеза. Сравнительный анализ эволюции отдельных звеньев Припятско-Донецкого авлакогена показал, что на поздне- и пострифтовой стадиях эта тенденция привела к существенному различию в развитии Припятского и Днепровского прогибов и разделяющей их Брагинско-Лоевской седловины.

Среднедевонско-среднекаменноугольное прогибание в Припятском звене Припятско-Донецкого авлакогена, которое проявилось в режиме регионального, разномасштабного во времени растяжения, было прервано в позднекаменноугольно-пермское время общим сжатием, региональным подъемом и перерывом в осадконакоплении [7]. Процессы региональной инверсии в позднекаменноугольную эпоху распространялись на Брагинско-Лоевскую седловину и крайнюю

северо-западную часть Днепровского прогиба. В его центральной и юго-восточной частях опускание продолжалось, но мощность верхнекаменноугольных красноцветных молассоидных осадков (до 600 м) уменьшилась на порядок по сравнению со среднекаменноугольной эпохой.

В раннепермскую эпоху различие в формировании Припятского прогиба, Брагинско-Лоевской седловины по сравнению с центром и юго-востоком Днепровского прогиба стало более контрастным. В пределах последнего происходило накопление красноцветной терригенной меденосной и галогенной формаций мощностью до 1,0 и 2,5 км соответственно [142]. В Подляско-Брестской впадине герцинский комплекс в объеме среднедевонско-нижнепермских отложений отсутствует на большей части территории. Таким образом, корреляция среднедевонско-нижнепермских отложений от Днепровского прогиба до Подляско-Брестской впадины показывает направленное редуцирование синрифтовых (особенно позднерифтовых) отложений герцинского комплекса с востока на запад вплоть до его почти полного отсутствия в Подляско-Брестской впадине (рис. 3.1)*.

В этой связи заслуживает внимания тектоническая позиция и ориентировка рассматриваемых структур относительно мобильного пояса зоны ТТ и сопряженного с ним Предсреднеевропейского форланда в пределах Львовско-Люблинского средне-позднепалеозойского краевого прогиба. Днепровский грабен простирается относительно названного прогиба под углом 25–30°, удален от него на расстояние 600 км и более и отделен стабильным Украинским щитом. Припятский грабен и Подляско-Брестская впадина ориентированы относительно Львовско-Люблинского прогиба под углом 45–50° и удалены от него на 300 км (Припятский грабен) или сопряжены в пространстве (Подляско-Брестская впадина).

В развитии Львовско-Люблинского краевого прогиба на протяжении от девона до триаса выделяются 3 главные стадии [47]. Их сопоставление со стадийностью эволюции Днепровского и Припятского прогибов, а также Подляско-Брестской впадины является основой корреляции геодинамических процессов в направлении от подвижного пояса зоны ТТ и Предсреднеевропейского форланда в глубь ВЕП. Эти события отражены на предлагаемой нами схематической модели динамического воздействия окраинно-плитных напряжений на эволюцию Припятского прогиба (рис. 3.2)

На рубеже раннего и среднего девона на отдельных участках рассматриваемого мобильного пояса, в том числе на востоке в районе Малопольского массива, происходили коллизионные процессы (инверсия каледонской миогеосинклинали по терминологии авторов [47]), которые сопровождались формированием краевого прогиба, выполненного красноцветными молассами и молассоидами. Эта заключительная стадия каледонского этапа характеризовалась на сопредельной территории ВЕП, включая Припятский прогиб и Подляско-Брестскую впадину, тангенциальным сжатием, региональным подъемом и отсутствием седиментации. На территории Подляско-Брестской впадины такой режим сохранился почти на всем протяжении герцинского этапа.

Первая (начальная) средне-позднедевонская стадия герцинского этапа (см. рис. 3.2, а) в Львовско-Люблинском прогибе характеризовалась общим растяжением и рифтогенезом на краю древней платформы, который пространственно унаследовал позднекаледонский крайовой прогиб. Этой стадии здесь соответствует накопление трех формаций: терригенно-сульфатно-карбонатной (средний девон – нижний фран) мощностью до 475 м; карбонатной (фран – нижний фамен) мощностью до 890 м; сульфатно-терригенно-карбонатной (верхний фамен) мощностью до 460 м. Во время накопления первой из названных формаций Львовско-Люблинского прогиба территория Припятского прогиба развивалась в режиме предрифтовой синеклизы с сопоставимыми значениями амплитуд прогибания и схожим формационным составом. Времени накопления второй и третьей формаций Львовско-Люблинского прогиба соответствуют ранняя и главная фазы рифтинга Припятского прогиба со специфическим для рифтовых структур набором формаций, в том числе галогенных и вулканогенных, и очень высокими темпами прогибания. Таким образом, в среднем и позднем девоне отмечается совпадение характера региональных напряжений на территории Припятского прогиба (на предрифтовой, начальной и главной стадиях рифтинга),

* На схеме и далее в 3.2 и 3.3 приведены значения мощности формаций Днепровского прогиба Припятско-Донецкого авлакогена.

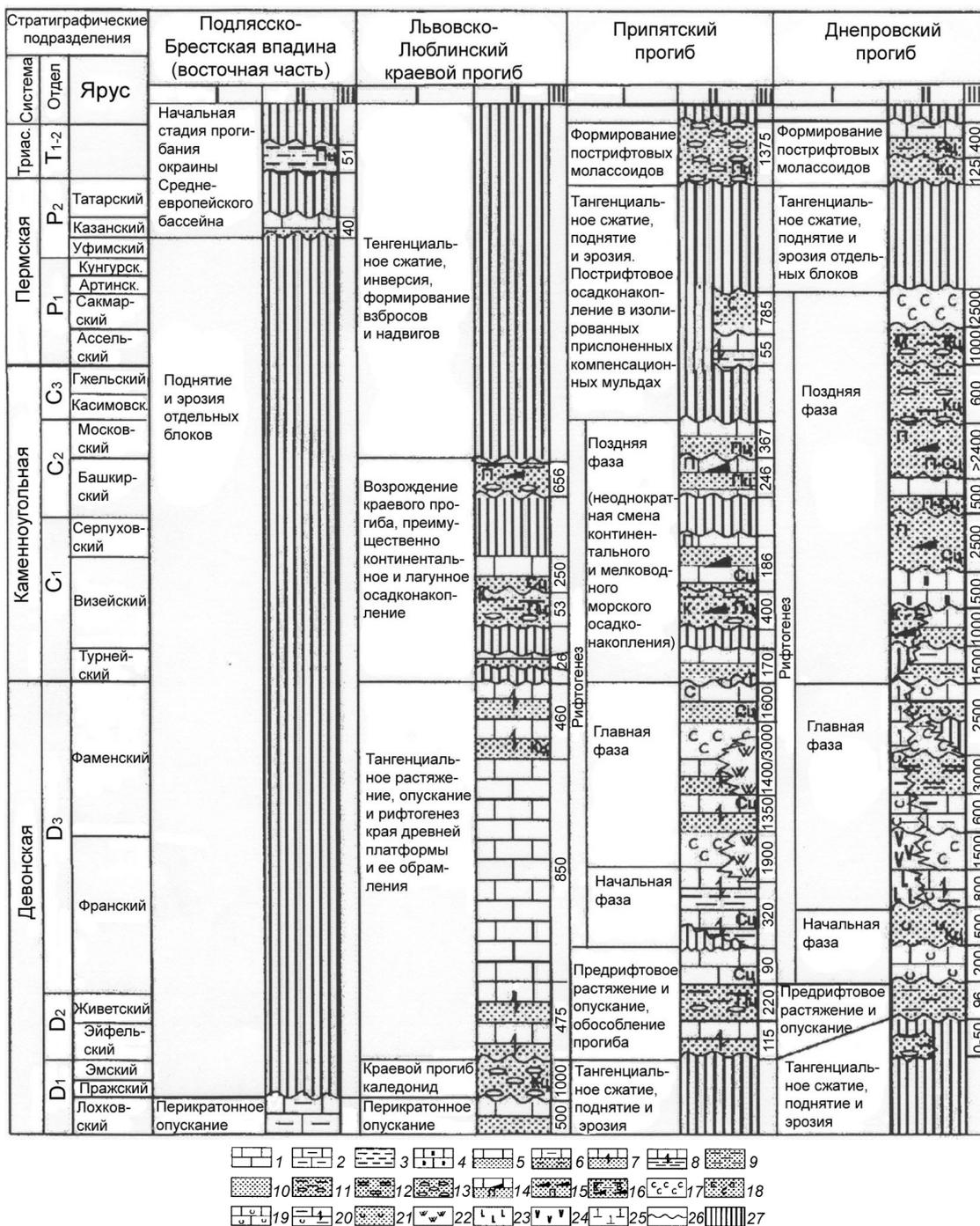


Рис. 3.1. Схема корреляции позднепалеозойских тектонических событий в Припятском прогибе и сопредельных бассейнах западной части Сарматско-Туранского линейамента и Львовско-Люблинского краевого прогиба: I – геологические события; II – формации; III – максимальная мощность формации, м. Формации: осадочные: 1 – карбонатная, 2 – глинисто-карбонатная, карбонатно-глинистая, 3 – глинистая, 4 – кремнисто-карбонатная, 5 – терригенно-карбонатная, карбонатно-терригенная, 6 – глинисто-песчано-карбонатная, глинисто-карбонатно-песчаная, 7 – терригенно-сульфатно-карбонатная, сульфатно-карбонатно-терригенная, 8 – сульфатно-карбонатно-глинистая, глинисто-сульфатно-карбонатная, 9 – песчано-глинистая, 10 – песчаная, 11 – терригенная, 12 – терригенная флишоидная, 13 – терригенная молассоидная, 14 – карбонатно-терригенная угленосная паралическая, 15 – терригенная угленосная паралическая, 16 – кварц-каолиновая угленосно-бокситная, 17 – соленосная (галогенная), 18 – соленосно-терригенная; смешанные осадочно-вулканогенные: 19 – вулканогенно-карбонатная, 20 – туфогенно-глинисто-сульфатно-карбонатная, 21 – вулканогенно-терригенная; магматические (вулканогенные): 22 – щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная, 23 – базальтовая, 24 – трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая; 26 – несогласное залегание пород, 27 – перерывы в осадконакоплении. Буквы в колонке II справа обозначают цвет пород: Сц – сероцветная, Кц – красноцветная, Пц – пестроцветная; слева – минерагеническую характеристику формации: к – каолиновая, м – меденосная, с – сланцевосная. Сводные формационные колонки по Припятскому прогибу по [19], по Днепровскому и Львовско-Люблинскому прогибам по [47; 142]

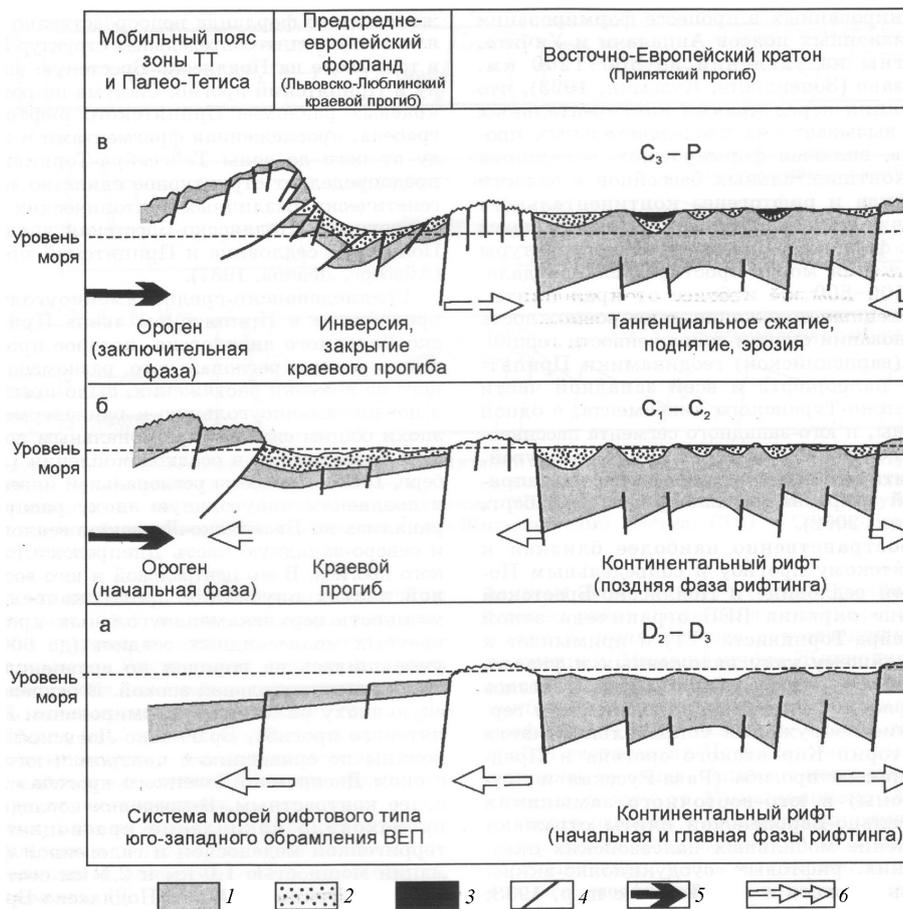


Рис. 3.2. Модель герцинской геодинамики юго-западного края Восточно-Европейского кратона и его обрамления. Стадии герцинского этапа: а – средне-позднедевонская; б – ранне-среднекаменноугольная; в – позднекаменноугольно-пермская; 1–3 – осадочные отложения (1 – средне-верхнедевонские, 2 – ниже-среднекаменноугольные, 3 – нижнепермские); 4 – разрывные нарушения; 5 – направление действия сил давления орогена (складчатого подвижного пояса); 6 – распределение сил в зоне форланда и краевой зоне кратона

юго-западной части ВЕП и Львовско-Люблинского прогиба. Эти генетически разные структуры развивались в геодинамических обстановках растяжения.

Вторая (ранне-среднекаменноугольная) стадия герцинского развития Львовско-Люблинского прогиба – рекуррентное возрождение в условиях растяжения краевой отрицательной структуры перед фронтом регенерированного герцинскими движениями складчатого сооружения каледонид юго-западного обрамления ВЕП (см. рис. 3.2, б). В Львовско-Люблинском прогибе, как и в Припятском, в это время происходило резкое затухание блоковых движений и накопление угленосных формаций с сопоставимыми значениями их мощности (до 1000 м в первой из названных структур, до 850 м – во второй). На рубеже среднего и позднего карбона в пределах Львовско-Люблинского прогиба произошел переход от режима растяжения к режиму инверсий и тангенциального сжатия, что привело к формированию многочисленных линейных взбросово-надвиговых дислокаций, субпараллельных простиранию прогиба. С конца среднего карбона и до начала юрского периода территория Львовско-Люблинского прогиба представляла собой сушу (см. рис. 3.2, в).

Фронт напряжений сжатия, ориентированный поперек юго-западной границы древней платформы, на рубеже среднего и позднего карбона достиг, видимо, Припятского прогиба и северо-западной части Днепровского прогиба, где наложился на позднюю фазу затухающего рифтинга. В результате этого был ускорен процесс полной деградации рифтового режима и Припятский прогиб в позднем карбоне – перми испытал региональный подъем и перерыв в осадконакоплении (см. рис. 3.2, в). Лишь в центральной части структуры в наиболее погруженных участках некото-

рых синклинальных зон в ранней перми накапливались преимущественно глинистые отложения мощностью до первых десятков метров, а в узкой Предсколодинской зоне – соленосные осадки мощностью 712 м, которые компенсировали прогибание, вызванное галокинезом девонской соли. По-видимому, напряжения сжатия испытывали Брагинско-Лоевская седловина и северо-западная центриклиналь Днепровского прогиба.

Динамическое воздействие Предсредневропейского форланда на юго-западный край ВЕП в позднем палеозое контрастно проявляется и при сравнительном анализе эволюции отдельных звеньев Припятско-Донецкого авлакогена. Стадии позднекаменноугольно-пермского сжатия в Припятском прогибе соответствует во времени интенсивное прогибание и накопление терригенных красноцветных и особенно соленосных отложений весьма большой мощности в центральной и юго-восточной частях Днепровского прогиба. Одной из причин столь резкого несовпадения развития двух звеньев Припятско-Донецкого авлакогена является, вероятно, внешнее воздействие волны сжатия со стороны Предсредневропейского форланда. В связи со значительной близостью структур юга Беларуси к мобильному источнику этих горизонтальных напряжений влияние последних на геодинамические процессы в Припятской зоне, Подляско-Брестской впадине и северо-западной части Днепровского прогиба были значительны и особенно проявились на завершающей стадии герцинского этапа. Центральная и юго-восточная части Днепровского прогиба, удаленные от Предсредневропейского форланда и экранированные Украинским щитом от подвижного пояса Палео-Тетиса, в позднем палеозое не испытали заметного влияния внешних горизонтальных напряжений сжатия. Лишь в Донецком бассейне на рубеже ранней и поздней перми горизонтальное сжатие, волна которого шла с юга со стороны сопредельной территории Палео-Тетиса, было исключительно сильным.

Изложенные данные показывают, что герцинская тектоника юга Беларуси обусловлена не только внутриплитными процессами рифтогенеза в Припятско-Донецком авлакогене, но и воздействием внешних, более или менее удаленных динамических напряжений со стороны подвижных поясов зоны ТТ, Карпатской части Палео-Тетиса и Предсредневропейского форланда. Процессы растяжения или сжатия во внутриплитных структурах усиливались при общем совпадении «внутренних» и «внешних» векторов напряжений. Взаимодействие противоположно направленных векторов приводило, соответственно, к ослаблению этих процессов.

3.3. Герцинская геодинамика бассейнов запада Сарматско-Туранского линеамента: сравнительный анализ

Позднепалеозойские бассейны юго-запада ВЕП слагают западную часть протяженного Сарматско-Туранского линеамента и включают вместе с Донбассом, Днепровским и Припятским прогибами, образующими Припятско-Донецкий авлакоген, Подляско-Брестскую впадину и Львовско-Люблинский краевой прогиб (см. рис. 1.1).

В 3.2 показана роль окраинно-плитных напряжений и их влияние на процессы структурообразования в пределах Предсредневропейского форланда и внутриплитного Припятского палеорифта. Как уже отмечалось, эти напряжения могут транслироваться в глубь кратона на огромные расстояния – до 1000 км и более. На формирование перечисленных позднепалеозойских бассейнов оказывали влияние боковые нагрузки, которые передавались как со стороны юго-западных, так и южных подвижных поясов земной коры, обрамлявших юго-западный край Восточно-Европейской платформы. На юге ВЕП граничит со структурами молодой Скифской плиты, фундамент которой сложен в основном верхнедевонско-нижнекаменноугольным комплексом пород. Последний представлен преимущественно черными глинистыми сланцами, испытавшими начальный метаморфизм и интенсивные деформации, и прорванными интрузиями позднепалеозойских гранитоидов [238]. Согласно результатам глубинных геофизических исследований вдоль Кубанского регионального профиля меридионального простираения [71] мощность этого комплекса в северной части плиты у границы с Ростовским выступом Украинского щита достигает 20 км. Ниже складчатого фундамента в строении Скифской плиты выделяется догерцинский структурно-вещественный комплекс пород, который идентифицируется на профиле с комплексом пород древнего фундамента ВЕП.

В среднем и особенно позднем девоне эта древняя платформа и ее южное обрамление вступили в фазу активного рифтообразования. На юго-западе возникла Припятско-Донецкая рифтовая система, углублявшаяся к востоку в сторону кряжа Карпинского и, по мнению В. Е. Хаина [238], в Закаспии сочленявшаяся с Палеоазиатским океаном. Как уже отмечалось, Ю. А. Волож с соавторами [223] рассматривают Припятско-Донецкий авлакоген в составе протяженной Сарматско-Туаркырской внутриконтинентальной рифтовой системы или Сарматско-Туранского линейного элемента [17]. В Закаспии первая группа исследователей относит к их восточным звеньям Мангышлакские и Туаркырские мезо-кайнозойские инверсионные поднятия, а вторая – Мангышлакские и Центральноустьюртские зоны дислокаций. Эта рифтовая система формировалась в девоне на тетической окраине палеозойского Восточно-Европейского континента, южная граница которого проходила вдоль северного склона Большого Кавказа. Высказывается предположение [223], что формирование Сарматско-Туаркырской рифтовой системы связано с воздействием срединноокеанического хребта Палео-Тетиса, подходившего к краю Евразийского континента. На продолжении этого хребта зародился Туаркырский рифт, который, как показано ранее, проградировал на северо-запад в глубь континента в виде трансформного разлома. Вдоль него постепенно закладывались звенья рифтовой системы, из которых Припятское было замыкающим. Западные прогибы этой системы с позднего карбона (Припятское звено) и со второй половины ранней перми (Днепровское звено) прекратили свое рифтовое развитие, а восточные (Донбасс), согласно традиционной точке зрения, начиная с поздней перми частично инверсировали в связи с орогеническими процессами, активно проявившимися на юге и юго-востоке Евразийского континента. Существуют представления и о более поздней, постпалеозойской фазе складчатости в Донбассе [116; 221]. Завершилось развитие кряжа Карпинского в предъюрское время.

По данным Е. П. Барановой и Н. И. Павленковой [27], по профилю Волгоград-Нахичевань кряж Карпинского оконтуривается подъемом изолинии сейсмических скоростей Р-волн 4,5 км/с (палеозойский фундамент) амплитудой до 1–2 км. Граница с $V_p = 6,0–6,2$ км/с под кряжем фиксирует глубокий (до 20 км) трог по кровле кристаллического докембрийского фундамента. Непосредственно к северу от границы Скифской плиты и кряжа Карпинского в низах коры появляется высокоскоростной слой мощностью около 10 км со сменой сейсмических скоростей от 7,4–7,5 до 7,8–8,2 км/с, отсутствующий под Скифской плитой и соответствующий резкому погружению поверхности М. Таким образом, различия по скоростям преломленных волн между этими структурами прослеживаются от поверхности земной коры до глубины раздела кора – мантия. Кроме того, согласно Я. А. Рихтеру [201], установлено, что в центральной и восточной частях кряжа в зоне сочленения Скифской плиты и Прикаспийской впадины в консолидированной части земной коры на глубинах от 12–14 до 25–28 км выделяется интенсивный волновой пакет субгоризонтальных и наклонных на юг площадок отражений. Верхняя часть пакета следует также и по данным преломленных волн с граничной скоростью 6,8–7,0 км/с. Эта картина может указывать на крупномасштабные дислокации в нижней коре, соответствующие глубинным субгоризонтальным срывам, которые, возможно, указывают на зону палеосубдукции, полого наклоненную на юг под Скифскую плиту.

Различия в положении сейсмических границ в земной коре и верхней мантии в продольном сечении кряжа Карпинского, по мнению Я. А. Рихтера [201], обусловлены принадлежностью его западной части к системе Днепровско-Донецкого авлакогена, а центральной и восточной частей – к зоне сочленения Скифской плиты и Прикаспийской впадины.

Ранее предполагалось, что первоначальный раскол земной коры в зоне рифтогенеза по трассе трансконтинентального правостороннего сдвига вдоль линии Сарматско-Туранского линейного элемента сопровождался подъемом астеносферы с образованием цепочки мантийных астенолитов под всеми звеньями этой протяженной рифтовой системы. Однако последние данные интерпретации сейсмических материалов по проектам EUROBRIDG и GEORIFT в рамках программы EUROPROBE [222] и переинтерпретация материалов ГСЗ прошлых лет по новым методикам обработки отражают более сложную картину. Скоростные модели по профилям через Припятский прогиб (Евро-

бридж'97), а также через Днепровский грабен, Донецкий складчатый бассейн (профиль DOBRE) и вал (кряж) Карпинского и соответствующие им плотностные модели (см. рис. 2.20 и 3.3 на цветной вклейке) и их корреляция показывают следующее.

1. Максимальная глубина осадочно-породных бассейнов (кровля консолидированной коры), соответствующая каждому из названных сегментов, увеличивается с северо-запада на юго-восток от 5–6 км (Припятский грабен) до примерно 20 км (Донбасс, вал Карпинского).

2. На всем протяжении авлакогена только в Днепровском звене отмечается классическая ситуация с выступом поверхности М на глубине 38 км [102] амплитудой в несколько километров по отношению к переходным зонам от грабена к Украинскому щиту и Воронежскому массиву (с глубинами до 40–44 и 50–55 км соответственно). Над ним в консолидированной коре во всех ее слоях под осевой частью грабена выявлено высокоскоростное субвертикальное тело в форме штока шириной 45 км, которое связывается с процессами преобразования коры в ходе рифтогенеза.

В Припятском прогибе граница М залегает субгоризонтально на глубине около 46 км. Под Донбасским сегментом (профиль Ногайск – Сватово в переинтерпретации сейсмических материалов Т. В. Ильченко [102] и профиль DOBRE [266]) граница М также близка к горизонтальной и залегает на глубине примерно 40 км. Под кряжем Карпинского (скоростная модель в интерпретации Е. П. Барановой и Н. И. Павленковой [27]) поверхность М резко погружается до глубины 48–50 км по сравнению с глубиной около 40 км под Скифской плитой. На рис. 3.3 границе М соответствуют изолинии плотности 3,0 и 3,05 г/см³, за исключением участков в низах земной коры непосредственно под зоной рифтогенеза, где плотность пород достигает 3,25 г/см³, что связано с ее переработкой под действием инъекций мантийного материала.

Таким образом, согласно [196] такой признак палеорифтов, как утонение или утолщение коры не является типичным, а «проявляется иногда» [196, с. 84, табл. 2]. Это наглядно иллюстрируется приведенными данными о конфигурации и глубине залегания границы М под отдельными звеньями рифтовой системы Сарматско-Туранского линеймента.

3. Данные интерпретации сейсмических материалов по глубинному строению Припятского прогиба (подробно см. в 2.4), а также обобщенная скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю DOBRE через Донбасс [192; 254] указывают на признаки синрифтовых внутри- и, возможно, сквозькоровых срывов растяжения в этих двух сегментах авлакогена. В частности, под Донбассом на названном профиле в нижней части консолидированной коры отмечается наличие высокоскоростного тела ($V_p = 6,8–7,2$ км/с) мощностью до 15–20 км (рис. 3.4), сформированного внедрением мантийного вещества в активную фазу рифтогенеза. Его асимметричная форма с более крутым северным ограничением вместе с асимметрией самого осадочного бассей-

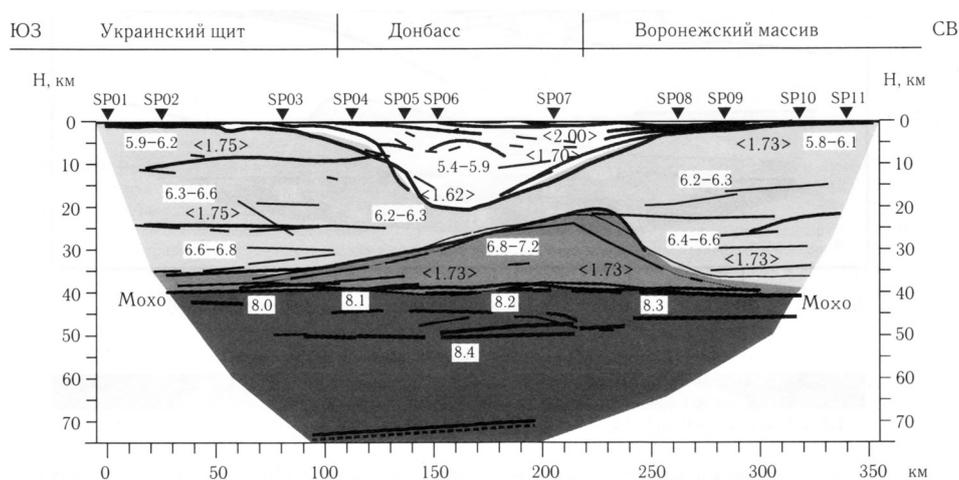


Рис. 3.4. Обобщенная скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю DOBRE через Донбасс, построенная на основе трех авторских моделей (скорости приводятся в км/с; цифры в угловых скобках показывают отношение V_p/V_s) [192]

на указывает на структуру простого сдвига внутри коры. По мнению авторов модели земной коры по профилю DOBRE [254], поверхность синрифтового срыва растяжения имела форму листрического разлома, который погружался от южного борта грабена на север до глубины максимального подъема кровли высокоскоростного тела, смещенного под северную бортовую зону. На стадии инверсии и формирования складчатого Донбасса вектор напряжения сжатия был направлен с юга на север, но уже по другому трансоровому разлому, выходящему на поверхность в зоне северного борта структуры [77].

Таким образом, в Донецком сегменте авлакогена, так же как и в Припятском прогибе, наблюдаются признаки *одностороннего* синрифтового растяжения консолидированной земной коры по поверхностям срыва на разных ее уровнях, а также субгоризонтальное залегание поверхности М под названными структурами. При этом Припятский и Донецкий сегменты разделены Днепровским звеном, развивавшимся по классической «активной» модели рифтогенеза с подъемом мантийного астенолита и утонением коры.

С. В. Богдановой [36] со ссылкой на профили EUROBRIGE отмечено, что в целом структура коры Сарматии характеризуется сильной тектонической расслоенностью с многочисленными пологими рефлекторами (отражателями), которые указывают на субгоризонтальные поверхности срывов и тектонический характер скоростных границ. В верхней мантии до глубин 60–80 км также установлены ярко выраженные отражающие границы – как пологие, так и наклонные рефлекторы, которые свидетельствуют о ее неоднородности по составу и возрасту.

Значительное влияние на герцинское развитие земной коры западной части Сарматско-Туранского линеамента имели, по-видимому, позднепротерозойские геологические события. Как уже отмечалось, часть девонских рифтов образовалась унаследованно на месте позднепротерозойских рифтов. Так, центральная и юго-восточная части Днепровского прогиба, скорее всего, унаследовали положение субширотного рифейско-вендского (?) палеорифта. Припятское звено Припятско-Донецкого авлакогена простирается параллельно, на некотором удалении к северу от широтно ориентированной Овручской грабен-синклинали, выполненной верхнепротерозойскими породами. Однако территориально процессы рифтогенеза здесь были наложены на субмеридиональный рифейско-ранневендский Волыно-Оршанский палеопрогиб, среднедевонскую окраину склона Московской синеклизы или непосредственно на архейско-раннепротерозойский фундамент, который на протяжении 650–800 млн лет не подвергался сколько-нибудь значительной тектоно-термальной переработке. Вероятно, латеральные реологические неоднородности земной коры в Припятско-Донецком авлакогене, наряду с другими тектоническими и палеогеодинамическими факторами, предопределили различие между позднедевонскими структурами Припятского, Днепровского и Донецкого сегментов авлакогена.

Общим фоном тектонического развития Припятско-Донецкого авлакогена стала постепенная миграция с востока на запад процессов внутриконтинентального рифтогенеза вдоль ремобилизованной на герцинском этапе древней трансконтинентальной зоны разломов. Как уже отмечалось, толчком этому послужили региональные тектонические события у южной окраины Восточно-Европейского континента, связанные с раскрытием океана Палео-Тетис [101; 223]. Сравнительный анализ эволюции отдельных звеньев Припятско-Донецкого авлакогена показал, что эта тенденция привела к существенному различию в эволюции Припятского и Днепровского прогибов, а также Донбасса. Для Припятского звена причины этих различий, особенно на поздне- и пострифтовой стадиях развития, на наш взгляд, во многом определены еще и влиянием синхронных окраинноплитных тектонических процессов, происходивших в обрамлении другой – юго-западной окраины ВЕП.

Ниже проведена детальная сравнительная корреляция и оценка геодинамических событий в Припятском и Днепровском бассейнах Припятско-Донецкого авлакогена, а также в бассейнах Львовско-Люблинского краевого прогиба и Подляско-Брестской впадины (см. рис. 3.1). Сводные формационные колонки Днепровского прогиба даны по А. Е. Лукину [69; 142], Львовско-Люблинского краевого прогиба – по И. Б. Вишнякову с соавторами [47], определение тектонических событий, их периодизация и корреляция по всем бассейнам – авторская [19]. При трактовке

и периодизации геологических событий в Припятско-Донецком авлакогене в позднем палеозое мы исходили из понимания рифтогенеза в широком смысле, что включает полный набор эпизодов растяжения и сжатия земной коры на пред-, пост- и собственно рифтовой стадиях развития на территории рифтового грабена и сопряженных плечевых поднятий, в отличие от понимания в узком смысле, когда процесс ограничивается только коротким временем формирования рифтового грабена (подробнее об этом см. в 1.4). Корреляция геологических процессов в названных бассейнах проведена на основе анализа формаций, их мощности, скорости осадконакопления, особенностей проявления магматизма, модели изменения тепловой напряженности и др.

Предрифтовая стадия. В Припятско-Донецком авлакогене процессы бассейнообразования на предрифтовой стадии герцинского этапа приурочены к среднему девону (см. рис. 3.1). На территории Днепровского прогиба в эйфеле происходило формирование небольших изолированных мульд с амплитудой в десятки метров. В живетское время началось растяжение и накопление песчано-глинистой формации мощностью до 100 м. Эту фазу развития А. Е. Лукин [142] называет «дорифтовой магматогенно-структурно-горстовой» и для территории северо-западной и большей центральной части Днепровского прогиба, в отличие от Припятского, не выделяет «предрифтово-синеклизную стадию».

На территории Припятского прогиба предрифтовое бассейнообразование характеризовалось следующими особенностями:

1) по времени было более протяженным, чем в Днепровском прогибе, и продолжалось от эйфельского века до среднефранского времени включительно;

2) тектоническая позиция региона определялась его положением в юго-западной центриклинальной части Московской синеклизы, обособление от которой началось к концу рассматриваемой стадии;

3) направленное изменение формаций (снизу вверх) от терригенных к карбонатной, их сравнительно небольшая мощность (115, 220, 90 м соответственно) и слабая дифференциация по площади типичны для синеклиз;

5) поверхность фундамента региона представляла собой сложную моноклинали, наклоненную к северо-западу [224].

Однако уже в это время здесь началось формирование структур чехла субширотного («припятского») простираения, которые затем на рифтовой стадии развивались как разноранговые тектонические элементы Припятского прогиба (тектонические ступени, погребенные выступы, зоны приразломных поднятий). На этой же стадии определилось и местоположение южной границы палеорифтового бассейна, которая контролировалась началом активизации подвижек по трассе Южно-Припятского краевого разлома, входящего в систему суперрегиональных разломов Сарматско-Туранского линеамента.

Стадия рифтогенеза. Раннерифтовая фаза началась в Днепровском прогибе в раннефранское время накоплением вулканогенно-карбонатной и вышележащей вулканогенно-терригенной формаций мощностью 200 и 500 м соответственно. Показателями начала рифтогенеза являются проявление основного магматизма, некоторое нарастание скорости прогибания и разломообразования.

Раннерифтовая фаза в Припятском прогибе, по сравнению с Днепровским, началась с некоторым запаздыванием и охватывала первую половину позднефранского (речицко-евлановское) времени. Здесь происходило накопление доломито-известняково-мергельной сульфатонесной формации мощностью до 320 м, частично сопряженной со щелочно-ультраосновой – щелочно-базальтоидной формацией. Для этой фазы характерно последовательное нарастание темпов погружения и интенсивности дифференцированных движений по системе новообразованных и унаследованных разломов с амплитудой в десятки метров, которые уже в главную фазу рифтогенеза развивались как региональные субширотные разломы, обособившие Припятский грабен и Северо-Припятское плечо, а также блоковые структуры второго порядка – тектонические ступени, выступы и др.

Главная фаза рифтогенеза в Днепровском прогибе охватывала позднефранское и фаменское время девонского периода. Такие исследователи, как А. В. Чекунов [242], В. К. Гавриш [69],

А. Е. Лукин [142] определяют эту фазу как полнорифтовую стадию, проявившуюся, соответственно, в позднем девоне или в позднем девоне – раннем визе.

Это время мы также рассматриваем как главную фазу рифтогенеза Днепровского прогиба, которая характерна накоплением вертикального ряда формаций [142]:

- воронежско-евлановской туфогенно-глинисто-сульфатно-карбонатной и сопряженной эффузивной базальтовой (мощностью до 600 и 800 м соответственно);

- верхнефранской соленосной и сопряженной вулканогенной андезитовой (до 1500 и 800 м соответственно);

- задонской глинисто-карбонатной (до 600 м);

- елецкой терригенной флишоидной (до 3000 м);

- лебедянской соленосной (до 800 м);

- верхнефаменской (соответствует оресско-полесской части разреза в Припятском прогибе) красноцветной вулканогенно-терригенной (до 1000 м), сопряженной на юго-востоке Днепровского прогиба с вулканогенно-карбонатной терригенной (до 2500 м).

Главная фаза рифтогенеза характеризовалась формированием разнотипных блоковых структур, разнонаправленными тектоническими движениями, проявлением магматизма, резким увеличением скорости и амплитуды погружения [69; 142; 242; 244].

В Припятском прогибе главная фаза рифтогенеза началась немного позднее, чем в Днепровском – в евлановско-ливенское время позднего франа, а завершилась в обоих прогибах примерно одновременно на рубеже девонского и каменноугольного периодов. В Припятском прогибе в это время накопились нижнесоленосная (1400 м), межсолевая терригенно-сульфатно-карбонатная (1350 м), верхнесоленосная (до 3000 м) и надсолевая карбонатно-терригенная сланцевосная (1600 м) формации; с первыми двумя сопряжена щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная формация. Максимальная скорость прогибания (накопления осадков) составила для позднефранского времени 175–433 м/млн лет, фаменского – 784–1293 м/млн лет [114]. В целом для главной фазы рифтогенеза Припятского прогиба характерно формирование высокоамплитудных разломов мантийного (Южный краевой) и преимущественно верхне-среднекорового уровня проникновения (большинство региональных и субрегиональных разломов) сбросового и сдвигово-сбросового типа. Установлено некомпенсированное прогибание в центральной части структуры, максимальное проявление магматизма и галогенеза, образование сложной блоково-пликативной и пликративно-блоковой структуры платформенного чехла, высокий тепловой поток [61; 65; 224].

Активное проявление позднедевонского магматизма в пределах Припятско-Донецкого авлакогена отражает корреляцию внутри- и окраинноплитных событий юго-запада ВЕП. Вулканогенные породы развиты на территории Припятского и Днепровского прогибов, складчатого Донбасса и юго-восточного склона Воронежской антеклизы, где излияния базальтов являются отражением процессов рифтогенеза на плечах Припятско-Донецкого авлакогена. Вулканиды этого протяженного (1200 км) пояса представлены несколькими магматическими формациями, выделенными по соотношению и преобладанию однотипных породных групп [117; 146]. Распределение последних как в вертикальных разрезах названных структур, так и по латерали с востока на запад, петрохимические различия в однотипных породах, а также временная привязка начальных проявлений магматизма Припятско-Донецкого палеорифта, его длительность и интенсивность, наглядно отражают миграцию процесса рифтогенеза с востока на запад. Магматическая деятельность началась на рубеже средний – поздний девон на востоке, в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом [82]. Близкие по времени проявления первые следы вулканической деятельности известны также в центральной и северо-западной частях Днепровско-Донецкого прогиба в виде примеси вулканогенного материала в верхнеживетско-нижнефранских осадочных породах. Первые проявления магматизма в Припятском прогибе начались позже, на рубеже среднего и позднего франа.

Две главные фазы вулканизма в Днепровско-Донецком прогибе приходятся на позднефранское и позднефаменское время. Основная масса вулканидов центральной части прогиба накопилась в первую фазу – в воронежско-евлановское время, а на Белоцерковском выступе – в семи-

лукское время [146]. В Припятском прогибе общая длительность магматической активности была короче, чем в Днепровско-Донецком, и две фазы вулканизма, близкие по интенсивности и объемам продуктов извержения, относятся к позднефранскому (евлановско-ливенскому) и раннефаменскому времени [117].

Наряду с хронологической привязкой фаз вулканизма вдоль Припятско-Донецкого авлакогена, не менее информативным показателем геодинамического развития этой структуры является петрохимический состав пород, в частности состав базальтов толеитовой серии и показатель щелочности. Низкокальциевые базальты континентов являются обязательным членом трапповых провинций Земли [75]. По составу они наиболее близки к толеитовым базальтам срединно-океанских хребтов ($K_2O \leq 0,4\%$) и могут рассматриваться как их аналоги на континентах. Геодинамические условия формирования трапповых провинций соответствуют перерастанию континентального рифтогенеза в океанский. Широкое развитие низкокальциевых толеитов далеко за пределами приокеанских зон континентов свидетельствует о рассеивании напряжений растяжения на большие расстояния от дивергентных границ плит.

По данным З. М. Ляшкевич [146], толеитовые базальты развиты на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы в виде покровов верхнефранского возраста; такие же эффузивы нижнего франа установлены в переходной зоне от Донбасса к Днепровскому прогибу, а также в виде даек и малых тел диабазов, долеритов и габбро-диабазов – в девонских отложениях Днепровского прогиба. Выявленные в пределах названных структур базальты толеитовой серии характеризуются постоянством химического и минерального составов, но содержание K_2O заметно увеличивается в западном направлении. В дайковом комплексе Днепровско-Донецкого прогиба оно в 2,5 раза превосходит показатель по базальтам Воронежской антеклизы с необычайно низким содержанием K_2O : 0,09–0,24 мас. %.

Платобазальты юго-востока Воронежской антеклизы, синхронные с начальной стадией развития Припятско-Донецкого авлакогена, удалены от него и Прикаспийской впадины примерно на одинаковое расстояние – около 200 км. По-видимому, магматиты юго-востока антеклизы и восточного звена авлакогена генетически связаны со средне- и позднепалеозойской пассивной окраиной океанского бассейна. Здесь расположен центр трехлучевой рифтовой системы, в которой Припятско-Донецкий луч является отмершим.

Девонские вулканы Донбасса включают толеит-базальтовую группу, а также ряд щелочных базальтоидов от умеренно щелочных базальтоидов до ультраосновных пород повышенной калиево-натриевой щелочности. При этом поздние дифференциаты умеренно щелочной ассоциации представлены кислой породной группой – риолитами [146] и составляют бимодальную вулканическую серию. Этот комплекс пород можно рассматривать в качестве определенного индикатора геодинамической обстановки внутриконтинентального рифтогенеза с полным набором типоморфных признаков [99].

О затухании к западу процессов, связанных с формированием дивергентных границ плит в глубь ВЕП по системе Припятско-Донецкого авлакогена, свидетельствует и увеличение в том же направлении показателя щелочности вулканических пород. Подобная зависимость была выявлена К. К. Сейфертом [203] и показана на примере миграции ареалов развития во времени и пространстве щелочности вулканических серий вдоль Восточно-Африканской рифтовой системы по направлению от плюма – точки ее сочленения с Красноморским рифтом и Аденским заливом. Это следующий ряд формаций: толеит-риолитовая – щелочных базальтов – базанит-фонолитовая – нефелинитовая. По аналогии с этой схемой в латеральном ряду Припятско-Донецкого авлакогена крайним его членом на востоке является толеит-риолитовая формация, а наиболее удаленным западным (Припятским) – щелочная ультраосновная-базальтоидная, которая соответствует нефелиновой ассоциации. Значительная часть вулканических пород Припятского прогиба (главным образом нефелинитов и щелочных трахитов) пересыщена щелочами при обедненности их кремнеземом.

Химический состав магматических пород, помимо всего прочего, коррелируется с глубинами магмообразования структуроформирующих процессов. В соответствии с представлениями Д. Теркота и Дж. Шуберта [229] базальты выплавлялись при декомпрессии в условиях низких температур и небольших глубин, определяемых первыми десятками километров. Эти породы –

своего рода маркеры контура палеоплюма под зоной континентального рифтогенеза в начальный момент раскола литосферы и «снятия» давления. По положению в латеральном ряду магматитов они стоят ближе всего к центру спрединга. По мере удаления от него поступление магмы, вероятно, будет постепенно происходить из более глубоких уровней с более высокими давлениями, что и отражается в петрохимических характеристиках пород. Происходит закономерное увеличение показателей общей щелочности пород, содержания K_2O , при одновременном обеднении их кремнекислотой.

Крайними значениями перечисленных показателей характеризуются вулканиты Припятского прогиба – замыкающего звена латерального ряда, наиболее удаленного от центра спрединга. По мнению [117; 118] магматиты Припятского прогиба – это продукты исходной щелочно-ультраосновной магмы, поднявшейся с больших глубин верхней мантии, чем глубины выплавления базальтовых магм, т. е. более 70–100 км. Очевидно, это свидетельствует о погружении границы магмообразования и «корней» структуроформирующих процессов Припятско-Донецкого авлакогена в позднем девоне с востока на запад.

Таким образом, признаки рифтового магматизма Припятской палеовулканической области отражают ее тектоническую позицию на участке латерального выклинивания рифтогенного процесса. Здесь отсутствуют толеитовые базальты, а также кислые дифференциаты щелочной ассоциации пород [262].

Обособление *позднерифтовой фазы* в Припятско-Донецком авлакогене является дискуссионным. Это связано с рассмотрением процесса рифтогенеза как в широком, так и узком смысле, ограничивая его в последнем случае относительно краткой (до 10–12 млн лет) основной стадией образования рифтового грабена. При сравнении Днепровского и Припятского прогибов видно, насколько сложна и неоднозначна оценка тектонодинамических процессов, следующих после главной фазы рифтогенеза.

Тектонические и геодинамические события в Днепровском прогибе на протяжении каменноугольного и раннепермского времени (см. рис. 3.1) определялись особенностями проявления поздней фазы рифтогенеза в широком смысле. В это время здесь накапливался вертикальный ряд формаций [142]:

- нижнетурнейская глинисто-карбонатно-песчаная (мощностью до 1500 м);
- верхнетурнейско-нижневизейская кварц-каолинистая угленосно-бокситоносная (до 600 м) и сопряженная с ней на юго-востоке терригенно-карбонатная (до 1000 м);
- тульская кремнисто-карбонатная (до 500 м);
- верхневизейско-серпуховская паралическая угленосная (до 2500 м);
- нижнебашкирская терригенно-карбонатная (до 500 м);
- средне-верхнекаменноугольная паралическая угленосная (500–2400 м и более);
- верхнекаменноугольная терригенная красноцветная (до 600 м);
- нижнепермская красноцветная меденосная (до 1000 м);
- нижнепермская соленосная (до 2500 м).

Расчет максимальной средней скорости прогибания (накопления осадков) на протяжении каменноугольно-раннепермского времени (75–350 м/млн лет) определяется следующими показателями (м/млн лет): турнейское – 187; ранневизейское – 79; поздневизейско-позднекаменноугольное – от 75 до 350; раннепермское – от 111 до 277 (табл. 3.1). Уменьшение средней скорости прогибания в это время по сравнению с позднедевонской главной стадией рифтогенеза (400–700 м/млн лет) только в 2–3 раза, вместе с другими тектоническими показателями (большой мощностью и составом формаций, разломообразованием), отражают позднюю стадию рифтогенеза.

Ю. А. Арсирий с соавторами [193] каменноугольный комплекс пород в центральной и юго-восточной частях Днепровского прогиба, наряду с девонским, называют доминирующим по мощности и скорости осадконакопления, а геотектонический режим этого времени (вслед за Е. Е. Милановским [151]), – «авлакогеосинклиналиным». И только с триасового времени эта территория, по их мнению [193], вступила в синеклизный этап развития, пройдя предварительно переходную позднекаменноугольно-раннепермскую фазу регрессии каменноугольного бассейна и позднепермский этап общего поднятия и эрозии.

Таблица 3.1. Мощность и скорости накопления каменноугольно-нижнепермских формаций

| Система | Отдел | Ярус | Геохронологическая шкала [248] | | Мощность формаций, м (цифры слева), продолжительность их накопления, млн лет (цифры в скобках), скорость относительного прогибания, м/млн лет (цифры справа) | | |
|-----------------|----------------|-------------------------|--|-----------------------|--|-----------------------------------|----------------------|
| | | | абсолютный возраст нижней границы, млн лет | длительность, млн лет | Припятский прогиб | Днепровский прогиб (центр. часть) | Московская синеклиза |
| Пермская | P ₁ | сакмарский | 277 | 9 | 785 (9) / 87 ^{1*} | 2500 (9) / 277 | 370(9) / 41 |
| | | ассельский | 286 | 9 | 55 (9) / 6* | 1000 (9) / 111 | 50 (9) / 5 |
| Каменноугольная | C ₃ | касимовский и гжельский | 294 | 8 | 0 | 600 (8) / 75 | 150 (8) / 18 |
| | | C ₂ | московский | 310 | 16 | 367 (16) / 23 | >2400 (21) / 114-350 |
| | башкирский | | 320 | 10 | 246 (10) / 24 | 500 (5) / 100 | 200 (20) / 10 |
| | C ₁ | серпуховский | 333 | 13 | 186 (13) / 14 | 2500 (13) / 192 | 135 (22) / 6 |
| | | визейский | 352 | 19 | 400 (19) / 21 | 1500 (19) / 79 | |
| | | турнейский | 360 | 8 | 170 (8) / 21 | 1500 (8) / 187 | 145 (8) / 18 |

* Цифра не отражает скорости тектонического прогибания, а соответствует скорости осадконакопления в компенсационной мульде, образованной галокинезом девонской соли.

Одним из главных, а нередко и единственным критерием определения хронологического рубежа рифтогенеза и стадии наложенной синеклизы, по мнению некоторых исследователей [69; 114; 142], является время появления на размытых бортах рифтов осадочных отложений, перекрывающих комплекс пород главной фазы формирования рифтового грабена. Однако вряд ли это положение может служить безоговорочным аргументом при оценке завершения стадии рифтогенеза.

Как известно, при формировании Припятско-Донецкого авлакогена рифтогенезом был охвачен более обширный, чем ширина рифтового грабена, участок земной коры. На северном борту Припятского сегмента присутствуют до- и частично синрифтовые отложения девона, которые разорваны ступенеобразующими сбросами амплитудой в сотни метров, субпараллельными Северо-Припятскому краевому разлому. Ширина Северо-Припятской бортовой зоны растяжения достигает 50 км.

По данным сейсмических исследований МОГТ на северном и южном плечах Днепровского прогиба и Приазовском массиве также выявлено блоковое (сбросовое) строение фундамента [220]. На южном плече (Самаринско-Волчанский и Знаменский участки) и на северном плече (Прокопенковский и Федотовский участки) закартированы мелкие грабены, выполненные дорифтовыми и синрифтовыми отложениями. В пределах Прокопенковского выступа фундамента вскрыты подсолевые девонские отложения мощностью 33 м, которые отсутствуют на сопредельной площади. Разломная тектоника проявляется также и в каменноугольной (по мнению некоторых авторов, так называемой «синеклизной») секции чехла. По данным МОГТ, на всей территории северного борта в центральной и юго-восточной частях Днепровско-Донецкого прогиба закартированы сбросы в каменноугольных и вышележащих (вплоть до триасовых) отложениях. По мнению С. Н. Стовбы и Ю. П. Майстренко [220], эти сбросы наследуют позднедевонские разломы. В пределах самого Днепровского прогиба такие «сквозные» сбросы проникают до разных уровней в разрезе каменноугольных отложений, а некоторые следятся до подошвы верхней перми, триаса, а иногда и выше [54; 69]. Амплитуда разломов в каменноугольных отложениях измеряется десятками и сотнями метров (например, Глинско-Розышевского – 50–300 м).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в Днепровском прогибе по завершении относительно краткой главной фазы рифтогенеза в позднем девоне многие процессы рифтогенного характера не прекратились, а, постепенно затухая и временами усиливаясь, продолжались еще десятки миллионов лет (равно как и на участках тектонических плеч, вовлеченных в рифтогенез). В этом ряду – не только проявления дизъюнктивной тектоники, отраженной нормальными сбросами растяжения, но и высокие, сопоставимые по величине с главной фазой рифтогенеза, скорости растяжения, большие мощности отложений, продолжение магматической активности. О последнем, по данным А. Е. Лукина [69], свидетельствует парагенез силицитов и метаботонитов

и минералого-геохимические особенности пород в составе турнейско-нижневизейского комплекса, а также наличие туфопесчаников и пепловых прослоев в известняках средне-верхнекаменноугольной паралической угленосной формации Днепровского прогиба и Донбасса.

Попытка корреляции аномально высоких амплитуд прогибания Днепровского прогиба в карбоне и ранней перми (компенсированного мощной толщей осадков в тысячи метров) с режимом развития синеклиз вынуждает сторонников этой точки зрения искать для ее обоснования дополнительные, часто искусственные доводы, к тому же предлагаемые термины представляются неопределенными. Так, для названия отдельных циклов развития в каменноугольно-раннепермское время к определению «синеклизный» добавляются уточнения «миогеосинклинальный» либо «грабен-синклинальный», при этом предполагается неоднократное пульсационное сжатие и расширение коро-мантийного и астеносферного диапиров [69; 142]. В качестве возможных называются и такие причины, как региональное погружение в каменноугольное время всего Восточно-Европейского кратона; отток и растворение девонской соли, что могло увеличить амплитуду общего проседания Днепровско-Донецкого прогиба в карбоне на 1,5–1,75 км; дополнительные «пострифтовые» фазы растяжения в начале позднего визе, середине серпуховского века и в конце карбона – начале перми [220; 244].

Более убедительным представляется объяснение особенностей развития Днепровского прогиба в карбоне и ранней перми на основе палеотермической модели Ю. И. Галушкина и его соавторов [239] относительно эволюции мантийного диапира на ее заключительных фазах. Согласно этим данным остывание мантийного диапира в Днепровском прогибе после основной стадии рифтогенеза привело к резкому снижению теплового потока и опусканию изотерм в литосфере в течение первых 50–70 млн лет, хотя погружение глубоких изотерм 800 и 1000° заметно и позднее 100 млн лет после начала остывания. Эти расчеты соответствуют представлениям о том, что позднерифтовое погружение продолжительностью примерно 70 млн лет (и, возможно, более) отвечает каменноугольно-раннепермскому времени развития Днепровского прогиба.

Сопоставление амплитуд прогибания и мощности каменноугольных отложений Днепровского прогиба с тектонотипом синеклизы – Московским бассейном (в том числе и ее восточным бортом, развивавшемся со среднего карбона в режиме западного склона Предуралья прогиба), дает расхождение в цифрах примерно на порядок (см. табл. 3.1). Так, в пределах центральной и южной частей Московской синеклизы полная мощность каменноугольных отложений варьирует от 450 до 600 м [42], а суммарная максимальная мощность вертикального ряда одновозрастных формаций в центральной части Днепровского прогиба достигает значений 9000 м и более (см. рис. 3.1).

Позднерифтовая фаза в Припятском прогибе охватывала ранне- и среднекаменноугольную эпохи, на протяжении которых накапливались карбонатно-терригенная (мощностью до 170 м); терригенная каолиново-угленосная (до 400 м); паралические карбонатно-терригенные угленосные сероцветная (до 186 м) и пестроцветная (до 246 м); а также карбонатно-терригенная (до 367 м) формации. Для пространственного размещения позднерифтовых формаций характерна смена трехформационных разрезов (преимущественно на юге) двухформационными и моноформационными. По сравнению с отложениями ранней и главной фаз рифтогенеза существенно уменьшается площадь распространения полных и слабoredуцированных формационных разрезов. Нарастающее снижение амплитуд прогибания в Припятском прогибе в ранне-среднекаменноугольное время сменилось в позднекаменноугольную эпоху региональным подъемом, который, вероятно, отразил пострифтовую фазу развития прогиба.

В целом, начиная с каменноугольного времени динамика развития Припятского и Днепровского, а тем более Донецкого бассейнов заметно различается. С этого времени в эволюции Припятского прогиба появляется больше общих черт с Львовско-Люблинским краевым прогибом, чем с генетически родственным Днепровско-Донецким.

Таким образом, в результате корреляции верхнепалеозойских формаций и стадий позднепалеозойского развития Днепровского и Припятского прогибов, а также Подляско-Брестской впадины и Львовско-Люблинского краевого прогиба и их сопоставления с геологическими события-

ми в мобильном поясе Центральной Европы (см. также 3.2), Трансевропейской сутурной зоне, Карпатской и Кавказской частях Палео-Тетиса установлено влияние окраинно-плитных нагрузок на продолжительность и стадийность рифтогенных процессов в Припятском и Днепровском прогибах единого Припятско-Донецкого авлакогена. Показано, что поздняя фаза эволюции этих прогибов, охватывающая, соответственно, ранне-среднекаменноугольное и каменноугольно-раннепермское время, является составной заключительной частью рифтовой стадии развития этих структур.

Особенности эволюции Припятского прогиба были предопределены его местоположением в ряду палеозойских осадочных бассейнов юго-запада ВЕП, и в первую очередь протяженного Припятско-Донецкого авлакогена. На предрифтовой стадии герцинского этапа Припятское звено территориально входило в состав крупной структуры – Московской синеклизы, в то время как территория Днепровского звена уже развивалась в тектонических условиях «предвестников» начальных проявлений рифтогенеза («дорифтовая магматогенно-структурно-горстовая» фаза по А. Е. Лукину [142]). В Припятском прогибе начало процесса рифтонеза, подчиняясь его миграции с юго-востока на северо-запад, а затем вступление в главную фазу запаздывало по сравнению с Днепровским прогибом. Однако начиная с рубежа девон – карбон процессы рифтогенеза в Припятском прогибе, по сравнению с Днепровским, начинают заметно затухать и завершаются примерно на 30 млн лет раньше, на рубеже среднего – позднего карбона. В значительной степени это было определено воздействием окраинно-плитных напряжений, волна которых шла с юго-запада и вызывалась компрессионными событиями в зоне Предсреднеевропейского форланда – отголосками судетской фазы складчатости в бассейнах Центральной Европы.

4.1. Особенности синрифтовой и современной геотермической напряженности

Исследования геотермической эволюции Припятского палеорифтового нефтегазоносного бассейна важны как для разработки моделей формирования рифта, так и для общей региональной оценки условий генерации углеводородов. Выявление вклада термических изменений земной коры в процессы рифтогенеза, влияния активных синрифтовых разломов различного уровня заложения на процессы тепломассопереноса определяют особенности преобразования рассеянного органического вещества. При реконструкции синрифтовой геотермической напряженности большое значение имеет оценка строения поверхности М, наличие или отсутствие приосевого выступа этой поверхности (мантийного диапира, астенолита) и глубина ее залегания.

Как уже отмечалось, в настоящее время существует неоднозначное определение глубины залегания и геометрии поверхности М в Припятском прогибе по данным глубинных сейсмических исследований методом отраженных [58; 68] и преломленных волн [267].

Ранее показано [136], что критерием определения границы М может служить только повсеместно присутствующая граница изменения скорости – преломляющая граница, вне зависимости от того, маркируется она дополнительно отражающими горизонтами или нет. В Припятском прогибе отсутствует прямое совпадение преломляющих границ и отражающих горизонтов как по глубине, так и по конфигурации (см. рис. 2.18, в), что свидетельствует, скорее всего, о том, что реальные условия залегания поверхности М отражены именно на модели распределения скоростей преломленных волн по профилю Евробридж'97. Поверхность М под Припятским прогибом имеет субгоризонтальное залегание; плавный моноклиальный ее подъем происходит в южной части прогиба к Южно-Припятскому разлому (см. рис. 2.19).

На скоростной и плотностной модели Т. П. Егоровой и соавторов [139, с. 52, рис. 17] по профилю Евробридж'97 подъем поверхности М у южной границы Припятского прогиба характеризуется как кровля достаточно мощной неизолированной линзы верхней мантии пониженной плотности на глубине примерно от 43 до 45 км, перекрывающая верхнюю мантию «нормальной» плотности.

Отсутствие мантийного выступа в Припятском прогибе косвенно подтверждается характером распределения максимальных реконструированных палеотемператур, определенных по отражательной способности витринита. Обращает на себя внимание площадное несоответствие субгоризонтального залегания поверхности М по профилю Евробридж'97 и зон выявленных максимальных современных и реконструированных палеотемператур, определенных по отражательной способности витринита (версии Л. Ф. Ажгиревич [2]; В. Н. Бескопыльного и Н. П. Гречишника [32]). Современные зоны максимальных температур тяготеют к северной и особенно северо-восточной частям Припятского грабена. Результаты исследований максимальных палеотемператур по отражательной способности витринита, а также данные С. П. Микуцкого и Г. Е. Криштопа по реконструкции палеотемператур Припятского палеорифта на основе методики Л. А. Польстер (моделирование процессов тепломассопереноса в платформенных бассейнах с учетом их геологической эволюции^{*}), позволяют связать их с особенностями синрифтовой геодинамики

^{*} Методика исследований С. П. Микуцкого и Г. Е. Криштопы заключалась в выявлении (на основе корреляционного анализа расчетной палеотемпературы) маркирующих горизонтов чехла к определенным геохронологическим рубежам с учетом современной глубины залегания этих горизонтов и современной температуры. Выстуживание поверхности фундамента и осадочного чехла в процессе деградации геотермической напряженности определялось пропорционально продолжительности соответствующих эпох по отрицательной экспоненциальной зависимости.

и структурой поверхности М. Первые определяли конвективный теплоперенос, вторые – кондуктивный. Для последних характерно отсутствие сколько-нибудь заметной корреляции между палео- и современными температурами синрифтовых комплексов и глубинами поверхности М. При наличии мантийного выступа (астенолита), как это допускается моделью по данным ГСЗ-МОГТ [68], синрифтовые комплексы Центральной зоны Припятского прогиба отличались бы более высокими палеотемпературами, чем установлено Л. Ф. Ажгиревич [2], В. Н. Бескопыльным и Н. П. Гречишниковым [32].

Реконструкции палеотемператур поверхности ланского, подошвы задонского и поверхности петриковского горизонтов девонского комплекса, проведенные С. П. Микуцким и Г. Е. Криштопа в 2000–2003 гг. (Белгеолфонды, объект БелНИГРИ 452/2000) вслед за Л. Ф. Ажгиревич, В. Н. Бескопыльным и Н. П. Гречишниковым, позволили показать, что максимальные температуры прогрева этих отложений в конце девона (т. е. на рубеже главной и позднерифтовой фаз) были выше в Северной зоне (Северном структурном районе), чем в Южной (Южном структурном районе). Применительно к поверхности ланского горизонта максимальные температуры были равны 140 и 120° соответственно, а в Центральной зоне – менее 100–110°. В качественном отношении аналогичная картина наблюдается на картах палеоизотерм названных выше маркирующих горизонтов. При составлении палеоизотермических карт С. П. Микуцкий и Г. Е. Криштопа использовали как фактические замеры температур по 104 скважинам, так и расчетные данные по разработанным алгоритмам зависимости температуры от глубины с учетом современной температуры на срезе –4000 м.

Таким образом, на всех трех моделях палеотемпературной реконструкции – Л. Ф. Ажгиревич, В. Н. Бескопыльного и Н. П. Гречишникова, С. П. Микуцкого и Г. Е. Криштопа – отмечается качественное совпадение площадного распределения максимальных палеотемператур в главную фазу рифтогенеза применительно к трем основным зонам Припятского прогиба. При этом, как нам представляется, являются завышенными количественные показатели Л. Ф. Ажгиревич [2], определившей максимальные палеотемпературы подсолевых отложений в главную фазу рифтогенеза в указанных зонах как превышающие 200 °С.

В настоящее время, согласно данным Л. А. Цыбули [240], М. Д. Пархомова [183], напряженность геотермического поля в Северной зоне в 2 раза выше по сравнению с Центральной и Южной частями прогиба; на срезе –3000 м значения температуры в Северной зоне достигает 80 °С, тогда как в центре и на юге они составляют лишь 35–40 °С [179]. При интерпретации всех вышеизложенных вариантов палеотемпературного состояния Припятского прогиба в позднем девоне можно обосновать генетическую зависимость современного распределения температур в земной коре региона от вполне определенных синрифтовых процессов и преобразований земной коры.

Приведенные выше данные о совпадающем пространственном распределении современной температуры и максимальной палеотемпературы в верхнедевонских отложениях платформенного чехла, об особенностях строения консолидированной коры и поверхности М по профилю Евробридж’97 (смоделированной, соответственно, по данным анализа преломленных волн), позволяют развить представления об общности и различиях синрифтовой термической напряженности и последующей тепловой эволюции основных субширотных ареалов прогиба. Общность заключается в примерно равном недифференцированном влиянии субгоризонтально залегающей поверхности верхней мантии на прогрев (термическую напряженность) осадочного чехла в позднем девоне и карбоне. Как отмечалось в 2.4, пологий моноклиальный подъем поверхности М к Южно-Припятскому разлому, по-видимому, генетически связан с формированием на рубеже среднего и позднего протерозоя Коростенского плутона (1,8–1,74 млрд лет) и на стадии рифтогенеза существенно не изменил своей структуры. При этом, если конвективный теплоперенос был приурочен к глубинным дискретным зонам (разломам нижнекорового уровня и глубинной поверхности срыва), то повышенный кондуктивный теплоперенос мог бы быть связан, хотя и незначительно, с пространственным положением моноклиального подъема поверхности М. Однако он не оказал заметного влияния на температуру осадочного чехла южной части прогиба, где отмечены самые низкие ее значения.

Важная роль в процессах канализации теплоносителей принадлежала зоне глубинного срыва – детачменту. В Припятском прогибе, судя по сопоставлению с иными палеорифтовыми структурами, она, вероятнее всего, представляет собой зону сосредоточенного или рассеянного разрыва сплошности земной коры мощностью не менее 10 км [14]. Согласно [263] геометрия детачмента оказывает непосредственное воздействие на современный тепловой режим ряда африканских рифтов (Танганьика, Руква и др.). Представляется весьма вероятным, что и в синрифтовых условиях главный глубинный срыв (детачмент) Припятского прогиба, достигший верхней мантии, канализировал тепловой и флюидный поток преимущественно в платформенный чехол Северной зоны прогиба. Возможно, наряду с отдельными линзами разуплотненной коры, на син- и пострифтовых стадиях посредством зоны детачмента происходило конвективное воздействие глубинного теплового потока. Флюиды, которые циркулировали в глубинных разломах, детачменте и менее значимых поверхностях срыва, нагреваемые в высокотемпературных линзах разуплотненного вещества и магматических тел консолидированной коры, перераспределяли направление тепломассопереноса и в платформенном чехле.

По мнению сибирских исследователей ([140] и др.), со ссылкой на экспериментальные исследования, внедрение в осадочный бассейн из верхних слоев мантии и нижних слоев земной коры глубинных флюидов, находящихся в сверхкритическом (по P-T условиям) состоянии, может способствовать быстрому механическому преобразованию органического вещества нефтематеринских пород в углеводороды, миграции и концентрированию их в залежь. При этом эволюционные изменения органического вещества осадочных пород в диа- и катагенезе главной фазы нефтеобразования, происходящие в течение многих миллионов лет, могут сокращаться по длительности процессов на порядки.

Отмеченные особенности герцинской синрифтовой геодинамики Припятского прогиба, определившие влияние детачмента и разломов глубинного заложения на конвективный тепломассоперенос, позволяют развить представления об особенностях синрифтовой и современной термической напряженности Припятского палеорифтового нефтегазоносного бассейна.

В структурах растяжения, при формировании пологой внутрикоревой поверхности срыва на границе верхней (хрупкой) и средней (смешанной хрупко-пластичной) коры, верхняя кора подвергается тектоническому разрушению по крутопадающим разломам. Их корни, достигая поверхности субгоризонтального срыва, сливаются с ней. Происходит выполаживание плоскости разломов с трансформацией вертикальной составляющей смещения блоков в субгоризонтальную. Макро- и микротрещины растяжения с элементами сдвига в хрупкой коре, как и сама зона срыва, являются основными каналами тепломассопереноса, формируя достаточно высокие значения теплового потока. Надо полагать, что выполаживание разломов в нижней части (подошве) зоны хрупких деформаций происходит по более крутому профилю (либо без видимого выполаживания), чем в случае их проникновения и выполаживания на больших глубинах в зоне смешанных хрупко-пластических деформаций. В первом случае это обеспечивает более быстрое и эффективное поступление глубинных высокотемпературных теплоносителей для прогрева пород кристаллического фундамента и осадочного чехла формирующегося прогиба. По данным Ю. Г. Леонова со ссылкой на материалы по Восточно-Африканскому рифтовому поясу [263], величина теплового потока и интенсивность вулканизма в рифтах коррелируются с наклоном сместителя – «та и другая выше при пологом наклоне срыва» [137, с. 47]. Имеется в виду, что глубина сейсмогенерирующего слоя при пологом срыве менее 15 км, при крутом – глубже 15 км.

Как уже было показано в 2.4, в северной части Припятского грабена начальный уровень субгоризонтальной поверхности срыва находился на глубине 10–15 км, что, видимо, в значительной мере и обусловило здесь более высокий палеотемпературный режим по сравнению с территорией центральной и южной частей грабена, в сторону которых предполагается значительное увеличение наклона и глубины поверхности срыва. Кроме того, в пределах Северной зоны, как уже отмечалось, наиболее высоким прогревом характеризуется ее крайняя северо-восточная часть. Так же как и соседняя Брагинско-Лоевская седловина, она находится в области проявления синрифтового магматизма. В этом месте Припятскую область рифтогенеза пересекает трансконтинентальная Одесско-Гомельская зона глубинных разломов субмеридионального простирания,

которая разделяет 2 типа древней континентальной коры с разным возрастом ее формирования – гранитно-зеленокаменных областей на востоке и гранулитовых поясов на западе [35]. По данным [147] характерной особенностью этой зоны (тектонического шва) является ее «живучесть» вследствие разновозрастной тектоно-магматической активизации протерозойско-палеозойского возраста вплоть до современных движений земной коры. Структуры такого ранга обладают повышенными значениями теплового поля, сейсмоактивностью [122]. Эти данные хорошо согласуются с максимальными для северной и особенно северо-восточной части Припятского прогиба значениями палео- и современных температур пород подсолевого и межсолевого комплексов девона.

Предполагалось [125; 188], что именно на территории Северной зоны происходит активное вертикальное перемещение флюидов по разломам и, как следствие, – формирование зон аномально повышенных пластовых давлений и, соответственно, возрастание роли конвективной составляющей теплового потока и степени прогрева пород платформенного чехла.

С целью определения связи современных термических условий со структурой консолидированной коры Припятского прогиба были сопоставлены особенности распределения температур по срезу –3000 м с результатами геолого-геофизической интерпретации данных по профилю VIII ГСЗ-МОГТ [179]. На скоростной модели литосферы Северной зоны по данным ГСЗ-МОГТ, выявлены волноводы, связанные с трещинными разуплотнениями и астеносферными линзами [58; 61]. Видимо, один из таких волноводов на глубине около 60 км обусловлен частичным плавлением вещества в зоне перехода к астеносфере и является изолированным магматическим очагом [59]. Верхняя аномалия, вероятно, – это часть неоднородного слоя очаговых трещинных разуплотнений, который расположен на глубине около 20 км (рис. 4.1).

Близка к таким выводам и интерпретация высокотемпературных тепловых аномалий северо-восточной части прогиба на основе аналитических решений для полупространства с тепловым источником, выполненная М. Д. Пархомовым [183]. Этим исследователем установлен нестационарный характер аномалии, источник которого (кровля) определяется в пределах глубин 21–33 км. По мнению М. Д. Пархомова, нестационарность теплового потока выражается, в частности, в активизации источника около 12 млн лет тому назад. Таким образом, очевидно отсутствие пространственной и временной связи между современными тепловыми аномалиями Северной зоны Припятского прогиба и положением пологого моноклинального подъема поверхности М к Южно-Припятскому разлому, который, как уже отмечалось, не оказал заметного влияния на современную температурную напряженность южной части прогиба. Именно для Северной зоны характерно развитие высокоамплитудных разломов, проникающих, как уже говорилось выше, до поверхности субгоризонтального срыва или до нижней коры. К их числу относятся Северо-Припятский, Речицко-Вишанский и Червонослободско-Малодушинский разломы, контро-

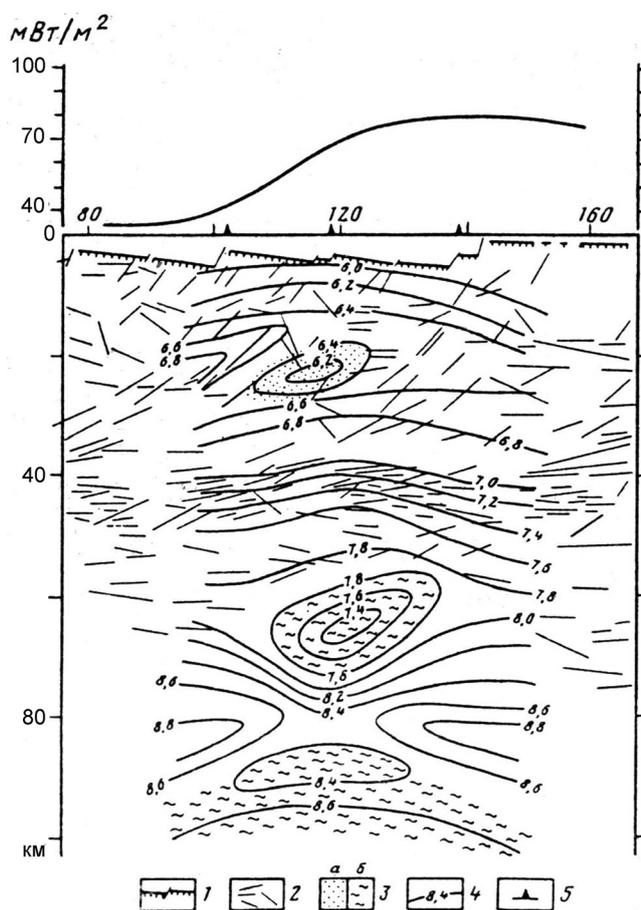


Рис. 4.1. Интегральный скоростной разрез северной части Припятского прогиба [59]: 1 – кристаллический фундамент; 2 – отражающие площадки; 3 – зоны растяжения, связанные с тектоническими разломами (а) и частичным плавлением (б); 4 – изолинии интервалов скоростей; 5 – скважины, где вертикальное сейсмическое профилирование было проведено с последующим псевдоакустическим преобразованием

лирующие территорию с повышенной современной термической напряженностью – до 60 °С, а в северо-восточной части – более высокой. Во Внутреннем грабене только Южно-Припятский краевой разлом достигает нижней коры или поверхности М, а остальные являются средне- и верхнекоровыми. Во Внутреннем грабене зафиксировано обширное плато с температурой около 50 °С, снижающейся к югу до 35 °С.

Как нам представляется, тепловой потенциал астенолитных линз реализовался в Северной зоне посредством сквозькорового детачмента, дренажных зон глубинных разломов, жерловых и прижерловых зон вулканов центрального и трещинного типов. Эти представления соответствуют концепции Ю. Г. Леонова [136] о том, что непрерывное прослеживание разрывных нарушений в глубь коры сопровождается водно-флюидной фазой. Считается, что на платформах глубже зоны зеленосланцевой фации вод нет. Флюидопоток из мантии и содержание флюидов в нижней коре возрастают только в областях активного растяжения платформ, прежде всего – в рифтах.

Процессы герцинского рифтогенеза в Припятской зоне отразили взаимодействие геодинамических и термальных факторов. Нарастание термальной напряженности в Северной зоне началось, по-видимому, в позднефранское время, когда в северо-восточной части прогиба проявились первые фазы извержения вулканов центрального и трещинного типов. Формированию конвективного тепломассопереноса способствовали дифференцированные движения по детачменту, системе новообразованных и унаследованных разломов, которые характеризовались глубоким проникновением в кору. К более позднему времени, уже к главной фазе рифтогенеза, относится максимальное по интенсивности растяжение земной коры, наиболее высокий уровень ее прогрева, преобразование внутрикорового детачмента в сквозькоровый. Максимальное растяжение и динамическое неравновесие, как показал недавно М. А. Гончаров [81], обычно генерируют в мантии под рифтовой зоной *вынужденную конвекцию*, представленную сочетанием взаимокомпенсирующих горизонтальных и вертикальных потоков – ответную «реакцию на механизм» проявления пассивного рифтогенеза. Согласно модели М. А. Гончарова, на оси восходящего потока формируется «термальная антиклиналь», которая по достижении соответствующего значения числа Рэлея (характеризующего интенсивность конвекции) может стать «движущей силой» *свободной конвекции*. Она отражает переход к механизму активного рифтогенеза в его финальную фазу.

Применительно к Припятскому прогибу, ввиду отсутствия мантийного диапира (приосевой выступ поверхности М), возникает вопрос: что могло выполнить роль «термальной антиклинали» – движущей силы свободной конвекции? Судя по имеющимся данным, такая «термальная антиклиналь» в *ключительную фазу рифтогенеза* территориально тяготела к северной части Припятского грабена и зоне Северного краевого разлома. Вероятнее всего, причина этого кроется в особенностях строения и эволюции Припятского палеорифта. Во-первых, это подъем зоны детачмента, одного из основных каналов переноса теплоносителей, в северном направлении; во-вторых – особенность развития Северо-Припятского краевого разлома (более подробно см. 2.1). Амплитуда разлома на 80 % была сформирована за очень короткий промежуток времени накопления фаменской соленосной толщи, т. е. в наиболее активную фазу развития рифта. Максимальная напряженность конвективного тепломассопереноса в Северной зоне стимулировалась формированием в фаменском веке высокоамплитудных разломов сдвигово-сбросового и раздвигового типов и мощным проявлением вулканизма. При этом наклон плоскости детачмента (с севера на юг) совпадал с наклоном плоскостей ступенеобразующих разломов в этой части прогиба, и последние являлись активными «улавливателями» потока глубинных теплоносителей зоны детачмента, что способствовало интенсивному прогреву верхней части земной коры и осадочного чехла. К этому же времени относится максимальное растяжение земной коры и наиболее высокий уровень прогрева нижнекорового слоя. Как уже отмечалось, в Северной зоне прогиба (Северном структурном районе) дренирующее действие глубинных разломов в определенной степени продолжается до сих пор.

В отличие от Северной зоны на большей части территории Внутреннего грабена, к югу от зоны осевых погребенных выступов, плоскости субширотных ступенеобразующих разломов, как и сам Южно-Припятский краевой разлом, имеют падение на север. Восходящие движения флюидов в зонах этих разломов были обратными основному потоку глубинного тепла зоны детачмента. К тому же, учитывая более высокий, чем в Северной зоне, уровень выполаживания листриче-

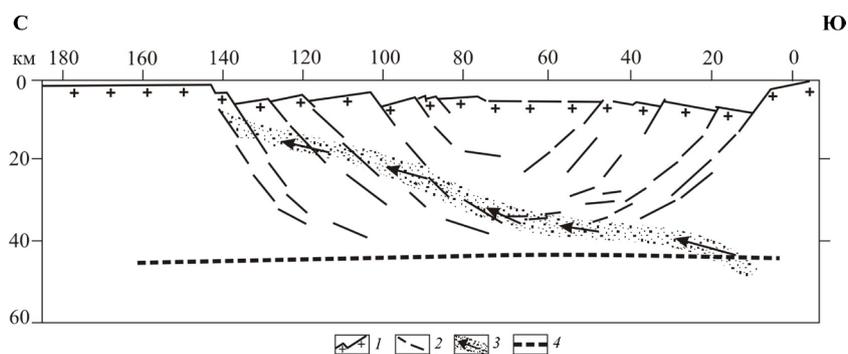


Рис. 4.2. Схема потока глубинных теплоносителей в зоне детачмента (глубинное строение Припятского прогиба по данным [59; 260; 267]): 1 – поверхность кристаллического фундамента; 2 – отражающие площадки (листрические разломы); 3 – поток глубинных теплоносителей зоны детачмента; 4 – поверхность М

ских разломов Внутреннего грабена на фоне общего погружения зоны детачмента на юг, большинство из них, видимо, не достигали глубин последнего (рис. 4.2). Сказанное свидетельствует скорее в пользу преимущественно кондуктивного способа прогрева осадочного чехла Внутреннего грабена, согласно выводам А. В. Кудельского [125; 127]. После главной фазы рифтогенеза кондуктивная напряженность Внутреннего грабена (равно как и всей территории палеорифта) стала снижаться. В позднем карбоне и в пермское время произошла термальная «релаксация» земной коры в зоне рифтогенеза, которая отразила пострифтовое развитие Припятского прогиба.

Следует отметить, что преимущественно конвективный теплоперенос в Северной зоне прогиба определялся не только перечисленными факторами повышенной проницаемости земной коры. В этой зоне, особенно в ее восточной части, на синрифтовое региональное поперечное растяжение Припятского прогиба было наложено дополнительное продольное растяжение, обусловленное динамическим влиянием поля напряжения Брагинского выступа и Брагинско-Лоевской седловины. В результате открытыми для конвективного переноса оказались не только трещины субширотного «припятского», но и субмеридионального простирания. Наоборот, более быстрому остыванию (кондуктивному переносу тепла) южной части Внутреннего грабена способствовал, в дополнение к прочему, такой фактор, как выстуживающее влияние соседнего блока Украинского щита, который до начала процесса рифтогенеза (около 250 млн лет), на всем его протяжении и до настоящего времени находился в поверхностных условиях.

Таким образом, неравномерно выраженная по площади тепловая эволюция Припятского палеорифта свидетельствует о различных источниках тепла и условиях его канализации для Северной зоны (Северного структурного района) и Внутреннего грабена (Центрального и Южного структурных районов). Она послужила дополнительным фактором диссимметрии в развитии рифтогенеза и процессов нефтеобразования. Авторы считают, что в позднем девоне в Припятской зоне существовал не единый, как полагали ранее, а 3 описанных выше главных источника тепловой энергии: 1) разломы нижнекорового уровня, дренирующие астенолитные линзы Северной зоны посредством конвективного (согласно А. В. Кудельскому) теплопереноса; 2) пологонаклоненный сквозькоровый детачмент, секущий зону рифтогенеза с севера на юг и уходящий в верхнюю мантию до глубины 55–60 км у южной границы прогиба, как основная конвективная составляющая теплового потока; 3) повышенный кондуктивный прогрев земной коры в зоне рифтогенеза.

Применительно к Припятскому прогибу указанный механизм формирования «термальной антиклинали» М. А. Гончарова и смена пассивного рифтогенеза активным в его финальной фазе, очевидно, не был реализован повсеместно и в полной мере, как это, по-видимому, происходило в Днепровском рифте, в противном случае он проявился бы в характерном приосевом выступе поверхности М (мантийном диапире). Однако установленная существенно повышенная синрифтовая термическая напряженность Северной зоны прогиба может отражать процесс активного развития «термальной антиклинали» в позднюю фазу рифтогенеза только в пределах указанной территории.

4.2. Сопряженный анализ геодинамических процессов разломо- и нефтеобразования

С палеорифтовыми структурами припятского типа связаны многие виды полезных ископаемых, в том числе залежи углеводородов, которые наиболее перспективны в так называемых «поздних» авлакогенах. Нефтегазоносные комплексы здесь представлены отложениями основного этапа развития (прогибания). Для них характерно многообразие типов залежей, приуроченных как к блоковым, так и пликративным структурам, рифогенным постройкам, литологически и стратиграфически экранированным ловушкам и пр. На примере Припятского прогиба видна тесная связь размещения нефтяных месторождений с глубинным строением и геодинамикой [31; 70; 226].

Припятский нефтегазоносный бассейн (НГБ) обособлен в пределах территории, охватывающей главным образом Припятский грабен, часть Северо-Припятского плеча и Лоевскую седловину. Промышленная нефтеносность связана с девонскими подсолевыми терригенным и карбонатным, межсолевым и верхнесолевым комплексами, а также верхнепротерозойскими отложениями. По состоянию на 01.01.2012 г. открыто 77 месторождений с 240 залежами нефти. Последние выявлены в разных горизонтах: верхнесолеванной толщии – на 15 месторождениях; межсолевой толщии – на 42; подсолевой карбонатной толщии – на 50; подсолевой терригенной толщии – на 14; верхнего протерозоя – на 3 месторождениях. Кроме того, выявлены залежи газа и газоконденсата в межсолевых отложениях на Красносельском и в подсолевых карбонатных отложениях – на Западно-Александровском месторождениях. Поиски и разведка залежей углеводородов в Припятском НГБ осуществлялись с 1952 г., разработка – с 1965 г. Во всех 77 открытых месторождениях суммарный объем извлекаемых запасов нефти и конденсата промышленных категорий (А+В+С₁) составляет 178 усл. ед., 124 усл. ед. уже добыто.

На территории Припятского НГБ выделены Северный нефтегазоносный район (НГР) и 3 перспективных нефтегазоносных района (ПНГР) – Центральный, Южный и Лоевский [163] (рис. 4.3). Границы между Северным, Центральным и Южным районами определяются по Червонослободско-Малодушинскому и Буйновичско-Наровлянскому разломам соответственно. Выделение Лоевского района в качестве самостоятельного объекта нефтегазогеологического районирования связано с его тектонической позицией – приуроченностью к Брагинско-Лоевской структурной седловине между Припятским и Днепровским прогибами, а также со значительным различием состава перспективных нефтеносных комплексов. Западная граница Лоевского ПНГР проходит по одноименному субмеридиональному разлому, приуроченному к Гомельско-Одесской зоне глубинных разломов.

Следующими по рангу нефтегазогеологическими объектами являются зоны и участки нефтегазонакопления. В интегрированном виде они объединяют все зоны и участки нефтегазонакопления, выделенные по отдельным нефтегазоносным комплексам. Объекты этого ранга определяют особенности аккумуляции углеводородов в пределах более или менее протяженных структур и литолого-фациальных элементов Припятского прогиба, которые контролировали условия для концентрации нефти в залежах и месторождениях разного генезиса и морфологической выраженности. Обособлено около 30 зон и участков нефтегазонакопления.

Локальные объекты нефтенакопления представлены блоковыми, блоково-пликративными и пликративными структурами. Литологические и литолого-фациальные барьеры того же ранга в пределах единых резервуаров контролируют пространственное соотношение флюидоупоров и коллекторов в тектонически экранированных ловушках, а также в ловушках, приуроченных к органогенным постройкам, песчаным аккумулятивным телам, зонам литологического замещения или выклинивания. Ловушками могут служить и зоны повышенной тектонической трещиноватости плотных непроницаемых пород на участках максимального изгиба пликративных структур. В районе распространения вулканогенных пород развиты ловушки, связанные с органогенными постройками атоллового типа в задонском и петриковском горизонтах над вулканическими конусами [29]. На некоторых площадях (Борщевской, Александровской, Красносельской, Ветхинской) в таких ловушках открыты залежи нефти. Возможно также развитие особого типа ловушек, в строении которых могут принимать участие прослои вулканокластиков с повышенными

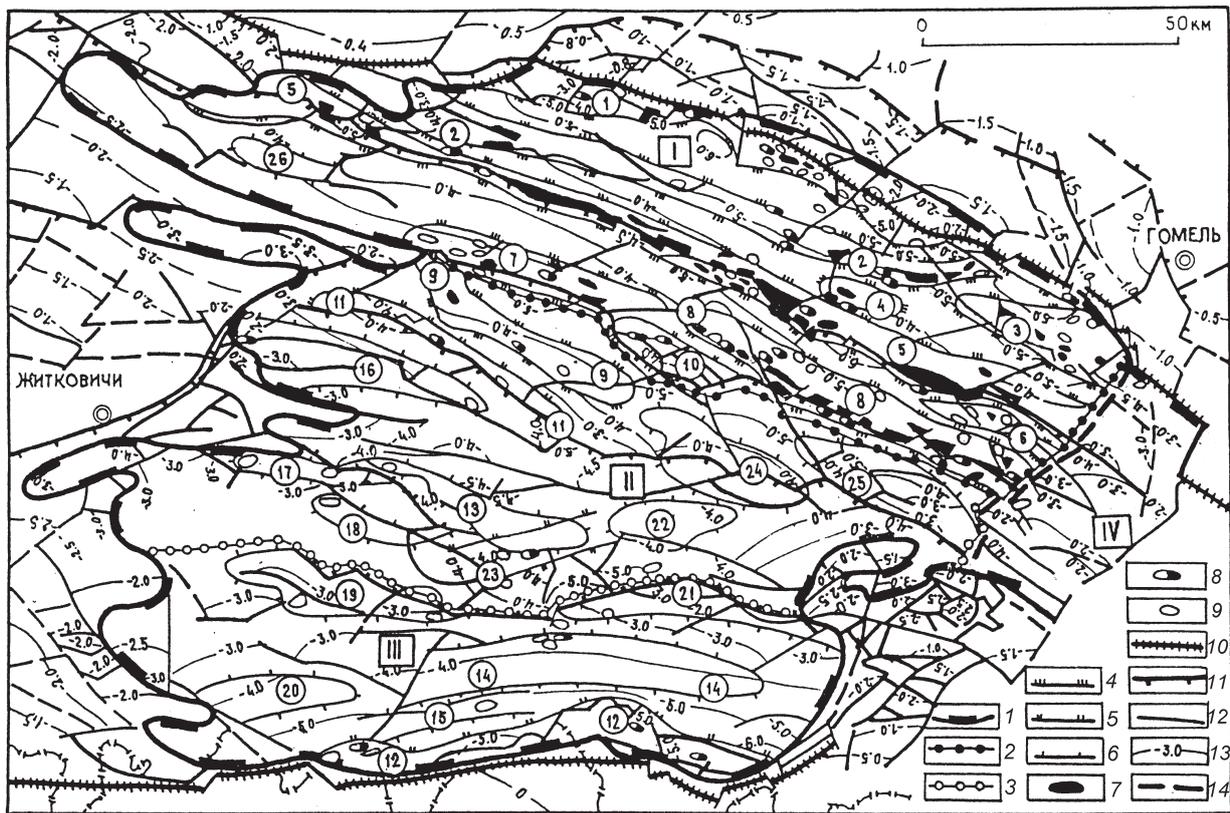


Рис. 4.3. Карта нефтегеологического районирования Припятского прогиба: границы: 1 – Припятской нефтегазоносной области; районов (цифры в квадратах): 2 – нефтегазоносного (I – Северный), 3 – нефтегазоперспективных (II – Центральный, III – Южный, IV – Лоевский); зон (участков) нефтегазонакопления (цифры в кружках): 4 – доказанного (1 – Судовицко-Березинская, 2 – Оземлинско-Первомайская, 3 – Александровская, 4 – Дубровский, 5 – Речицко-Вишанская; 6 – Ветхинский, 7 – Червонослободская, 8 – Малодушинская, 9 – Комаровичско-Савичская), 5 – возможного (10 – Руднинский, 11 – Заречинско-Гороховская, 12 – Выступовичская, 23 – Каменский); 6 – предполагаемого (13 – Скрыгаловско-Мозырская, 14 – Николаевско-Ельская, 15 – Валавско-Новоруднянская, 16 – Копаткевичский, 17 – Шестовичский, 18 – Сколодинский, 19 – Буйновичский, 20 – Зап.-Валавский, 21 – Наровлянский, 22 – Юровичский, 24 – Хобнинский, 25 – Омельковщинский, 26 – Сев.-Калиновский); ловушки: 7 – с промышленными залежами нефти, 8 – с единичными притоками нефти, 9 – перспективные; платформенные разломы: 10 – краевые, 11 – ступеннеобразующие, 12 – прочие; 13 – изогипсы поверхности фундамента, км; 14 – условная граница Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины (сост.: Р. Е. Айзберг, В. Н. Бескопильный, Р. Г. Гарецкий, Я. Г. Грибик, З. Л. Познякевич, Э. И. Свицерский, А. М. Синичка, Т. А. Старчик [163])

емкостными свойствами и (или) покрышки и боковые экраны, сложенные слабопроницаемыми эффузивными и интрузивными породами. Еще один принципиально новый тип ловушек может быть связан с корами выветривания фундамента.

Коры выветривания по данным В. Н. Бескопильного и А. В. Лаптухова [28], В. Н. Бескопильного [31] представлены тремя вертикальными зонами: нижней – дезинтеграции, средней – выщелачивания и верхней – гидролиза. К первым двум зонам могут быть приурочены коллекторы, а породы верхней зоны (гидролиза) в результате их глубокой переработки в условиях гипергенеза (вплоть до образования глин) являются для первых двух зон покрышкой. Коллекторские свойства зон дезинтеграции и выщелачивания могут быть довольно высокими. Пористость по некоторым данным составляет 8–14 %, достигая в отдельных случаях 20 % и более. Коллекторские свойства кор выветривания Припятского НГБ по керну изучены слабо, но комплексный анализ материалов ГИС и бурения позволил с определенной долей уверенности идентифицировать эти зоны. В восточной части территории, где отсутствуют отложения верхнего протерозоя, покрышкой для коллекторов, кроме глинизированных пород зоны гидролиза, могут служить глинисто-сульфатные породы среднего девона.

Предпринимались неоднократные попытки поиска нефти и в кристаллическом фундаменте Припятского НГБ. В Северном НГР было пробурено несколько целевых скважин со вскрытием

фундамента на глубину до 600–800 м от его поверхности с целью выявления и изучения зон разуплотнения. На фоне общих низких значений пористости пород фундамента по данным ГИС (0,1–1,1%) выявлено несколько таких зон разуплотнения. Из них получены притоки воды с дебитом от 0,09 до 138 м³/сут (на глубинах 350–450 м от поверхности фундамента). Воды по химическому составу близки к водам подсолевых отложений Припятского прогиба. По данным сейсмических исследований МОГТ по 12 опорно-параметрическим профилям до глубины 5–7 км также прослежено 2–4 сильных отражающих горизонта, которые связываются с зонами субгоризонтальных разуплотнений в фундаменте.

В последние годы более пристальное внимание стало уделяться оценке перспектив нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений, в которых открыты небольшие залежи нефти на Тишковском (1997 г.) и Речицком (1998 г.) месторождениях. В результате проведенной ревизии всех имеющихся геолого-геофизических материалов В. Н. Бескопыльным [31] построена карта районирования верхнепротерозойских отложений по перспективам выявления залежей нефти. Предполагаемые ловушки – тектонически экранированные и структурно-литологические. Верхнепротерозойские отложения и коры выветривания фундамента наиболее перспективны в пределах месторождений, где уже установлены залежи нефти в подсолевых девонских отложениях.

Практически все выявленные в Припятском палеорифтовом бассейне залежи нефти тяготеют к зонам разломов. Однако характер пространственного распределения нефтеперспективных объектов и залежей нефти и связь с разломной тектоникой могут быть интерпретированы с позиции современной органической теории происхождения нефти и с учетом эволюционно-динамических критериев оценки нефтегазоносности недр.

Основная часть амплитуды разрывных нарушений возникла в фазу наиболее активного рифтогенеза. Строение нефтеносных комплексов типично для рифтовых областей [5]. Антитетические широтные сбросы глубокого заложения со сдвиговой составляющей образуют систему тектонических ступеней. Соподчиненные ступеням зоны приразломных поднятий и депрессий осложнены более мелкими блоковыми, тектоно-эрозионными и тектоно-седиментационными структурами, к которым и тяготеют залежи нефти в девонских подсолевых терригенном и карбонатном комплексах, а также в межсолевом и верхнесоленосном. Основные залежи нефти связаны с карбонатными подсолевыми и межсолевыми отложениями, которые одновременно являются и нефтепроизводящими [169]. Особенности развития Припятского прогиба на предрифтовой и рифтовой стадиях (накопление мощных толщ коллекторов и флюидоупоров, повышенный тепловой поток, высокие скорости прогибания, благоприятные условия накопления и преобразования органического вещества, типовое многообразие ловушек нефти и др.) определили региональную нефтеносность этой области.

Особая роль в преобразовании рассеянного органического вещества нефтепроизводящих толщ, миграции углеводородов и формировании залежей нефти принадлежала разломам. Система разломов глубокого заложения, ветвящаяся в густую сеть более мелких разломов в верхней части фундамента и подсолевой секции чехла, была основным проводником глубинного тепла. Ему отводится все бóльшая роль в «развязывании» внутренних источников энергии осадочных толщ и процессах нефтеобразования [76; 85; 126; 140; 205 и др.]. Разломы в определенных условиях прямо или косвенно создавали естественные барьеры на пути миграции углеводородов, локализуя их в пределах структурных или неструктурных ловушек конкретных зон и участков нефтенакопления. Наконец, разломы могли быть путями вертикальной миграции углеводородов или причиной разрушения ранее образованных залежей нефти.

Формирование структуры нефтеносных комплексов в целом и ловушек углеводородов в частности происходило на рифтовой стадии развития Припятского прогиба на фоне интенсивного дифференцированного по разломам прогибания в условиях растяжения земной коры. Уже к концу девонского периода (т. е. к концу главной фазы рифтогенеза, продолжавшейся примерно 10–12 млн лет) был сформирован современный структурный облик нефтеносных комплексов и достигнуты близкие к современным глубины их залегания. С этой же фазой развития связывается и максимальная напряженность теплового поля Припятского палеорифта [125]. Два процесса – форми-

рование структуры нефтеносных комплексов и достижение ими оптимальных глубинных и термобарических условий для нефтеобразования – были в значительной степени синхронными.

Блочные подвижки фундамента по разрывным нарушениям определили важнейшие составляющие процесса формирования залежей нефти в Припятском прогибе: наличие ловушек, строение и пространственное соотношение очагов генерации углеводородов и зон аккумуляции, а также наличие (или отсутствие) путей миграции углеводородных флюидов, т. е. условий возможности заполнения ловушек нефтью. Особенно это относится к подсолевому комплексу разреза, имеющему сложное блоковое строение (в отличие от блоково-пликативного – межсолевого и пликративного – верхнесолевого комплексов).

Блоковая структура подсолевой секции чехла определяет специфику строения ловушек углеводородов. Все они тектонически экранированные, т. е. образованы латеральным экранированием проницаемой части резервуара вверх по его восстанию и часто по простирацию непроницаемыми породами внутри- и разломной зоны. Нефтеносными являются те ловушки, которые по разлому контактируют с непроницаемыми породами: чаще – нижней или верхней соленосных толщ, реже – карбонатно-глинистыми породами евлановского и задонско-петриковского горизонтов [204]. Ловушки, контактирующие по разлому с проницаемыми частями разреза, обычно не содержат залежей, хотя современное состояние зон разломов таково, что они сами являются надежными экранами. Такая закономерность может означать только то, что современный контакт пород-коллекторов нефтеперспективных толщ по разломам, по сути, отражает ситуацию, которая приводила к возможности или невозможности заполнения углеводородами каждой конкретной тектонически-экранированной ловушки еще до «закрытия» (кольматации) разломных зон [218]. На фоне продолжающихся подвижек по разломам непроницаемыми были только те участки разломных зон, которые пересекали интервалы разреза, содержащие пластичные породы (главным образом соленосные), и ими «мгновенно» залечивались. При наличии положительных локальных форм на этих участках разломов формировались тектонически экранированные залежи нефти. Если такой характер контакта в дальнейшем сохранялся, создавались благоприятные условия для консервации залежей. Если при увеличении амплитуды разлома ловушка выходила из благоприятного сектора влияния пластичных толщ, происходила потеря углеводородов из ловушки в проницаемые породы разломной зоны и залежь расформировывалась.

Активно возникавшие в условиях растяжения раскрывающиеся зоны разломов служили естественными каналами разгрузки напряжений, по которым осуществлялась вертикальная циркуляция флюидов. Одновременно к этим зонам градиентов давления было направлено латеральное движение флюидов по порово-трещинному пространству внутри нефтепроизводящей толщи. В Припятском прогибе разломы, осложняющие склоны ступеней (пути миграции углеводородов из зон генерации к зонам аккумуляции), почти повсеместно «гаснут» в региональном флюидоупоре нижней соленосной толщи. Поэтому основное перераспределение углеводородов на склонах ступеней носило латеральный характер, т. е. по восстанию пород нефтеносного комплекса, и во многом определялось параметрами разломов.

Из вышесказанного следует, что при формировании подсолевых тектонически экранированных залежей нефти решающее значение имели следующие показатели: амплитуда структуроформирующих разломов, определяющая характер контакта нефтеносного комплекса по разлому, кинематика, плотность разломов, их ориентировка относительно направления латеральной миграции углеводородов [218]. Характеристика названных показателей рассмотрена на примере основного подсолевого нефтеносного комплекса – карбонатного.

Амплитуда разломов. Рассматривая этот показатель для подсолевого карбонатного комплекса, можно выделить две принципиальные позиции: вертикальная амплитуда разломов меньше мощности комплекса и вертикальная амплитуда разломов больше его мощности (мощность толщи в пределах прогиба с запада на восток изменяется от 60–70 до 200–250 м).

1. Амплитуда разломов намного меньше мощности рассматриваемого комплекса (рис. 4.4, а). Распределение флюидов происходило в основном внутри самой нефтепроизводящей карбонатной толщи латерально вверх по восстанию ступени к ее головной части под региональным соленосным флюидоупором. Проницаемые зоны разломов не препятствовали такой миграции. При

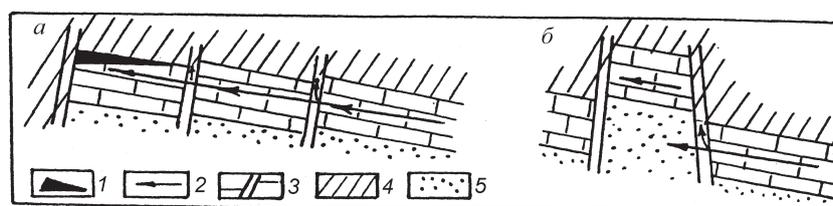


Рис. 4.4. Схема миграции флюидов на участках разломов с амплитудой меньше (а) и больше (б) мощности нефтепроизводящей толщи: 1 – залежь нефти; 2 – направление миграции флюидов в подсолевой карбонатной толще; 3 – зона разлома; 4 – флюидоупор; 5 – подстилающая терригенная толща

наличии на склонах ступеней (структурных террасах) малоамплитудных приразломных ловушек, формировались небольшие залежи нефти, приуроченные к верхней части разреза комплекса – воронежскому или воронежскому и семилукскому горизонтам (Судовицкая, Оземлинская, Южно-Оземлинская и другие залежи). Основная же масса углеводородов аккумулировалась в высокоамплитудных ловушках головных частей ступеней, что создавало предпосылки для формирования крупных залежей нефти (залежи Речицко-Вишанской, Червонослободской, Малодушинской зон аккумуляции).

2. Амплитуда разломов превышала или была сопоставима с мощностью нефтепроизводящей толщи. Перемещение флюидов в этом случае зависело от такого показателя, как *кинематика разлома*, т. е. от типа соотношения наклона слоев и плоскости разлома. При несогласном сочленении блоков подсолевой карбонатный комплекс контактировал по разлому, в зависимости от его амплитуды, с любой вышележащей частью разреза. Если это были соленосные толщи, то при наличии ловушки и достаточного количества углеводородов формировались залежи нефти, а если – проницаемые части разреза, то углеводороды по зонам разломов уходили из рассматриваемого нефтепроизводящего комплекса (терялись). При согласном сочленении блоков карбонатная толща контактировала по разлому с нижележащими терригенными породами девона или верхнего протерозоя, содержащими высокочемкие песчаные коллекторы, в которых происходило рассеивание углеводородов карбонатного комплекса (см. рис. 4,4, б).

Следовательно, такие показатели, как амплитуда и кинематика разломов в условиях Припятского прогиба оказывали большое, а иногда и решающее влияние на процессы миграции углеводородов и формирования залежей нефти.

Плотность разломов. Для условий Припятской нефтегазоносной области с мощными толщами соленосных флюидоупоров, разделяющих нефтепроизводящие (и одновременно аккумулирующие) комплексы, влияние этого показателя необходимо анализировать вместе с такими характеристиками, как амплитуда, кинематика, простираение разломов конкретно для каждого участка, объединяемого единством зон генерации и аккумуляции углеводородов.

Например, плотность разломов в восточной части Червонослободско-Малодушинской ступени, к которой приурочены Барсуковская, Надвинская, Северо-Надвинская, Летешинская подсолевые залежи, сопоставима с этим показателем для субмеридиональной Валавско-Хатецкой зоны дробления на территории Внутреннего грабена, где залежи нефти отсутствуют. Склон названной ступени осложнен малоамплитудными несогласными сбросами, которые не препятствовали внутрирезервуарной миграции углеводородов и заполнению ловушек в головной части ступени. В пределах же Внутреннего грабена подсолевая секция платформенного чехла расчленена разломами, амплитуда которых, как правило, превышает мощность рассматриваемого нефтеносного комплекса. Вследствие этого, при несогласном сочленении блоков углеводороды оказывались «запечатанными» верхнефранской соленосной толщей в пределах каждого отдельного блока. С увеличением плотности разломов площадь блоков уменьшалась, сокращая объемы углеводородов, необходимых для формирования залежей нефти. При согласном сочленении блоков сингенетичные углеводороды вообще уходили из карбонатного комплекса. Такие участки обычно характеризуются наличием массовых признаков нефтеносности в керне подсолевых карбонатных и терригенных отложений в виде примазок и выпотов густой окисленной темно-коричневой нефти и битума и отсутствием залежей нефти. Это свидетельствует о том, что при

оценке перспектив нефтеносности отдельных участков Припятского прогиба необходим обязательный структурный анализ склонов ступеней, т. е. их изучение с позиции наличия путей миграции углеводородов и величины так называемых «нефтесорбных площадей» с достаточными для формирования залежей объемами сингенетичных углеводородов.

Простирание разломов. В работах Г. И. Амурского, А. Е. Гуревича, Б. И. Маевского, Ю. А. Пецюхи, Н. Н. Соловьева и других исследователей подчеркивается, что знакопеременные движения блоков земной коры создают резкие перепады давления в зонах разломов, вызывающие флюидодинамический импульс и способствующие движению флюидов к градиентным зонам. Эти силовые поля тектонодинамического генезиса активизируют генерационные и миграционные процессы в нефтепроизводящих толщах, способствуя эвакуации углеводородов из пассивных объемов очагов генерации, их «дренированию». Границы блоков являются наиболее активными флюидодинамическими структурами и основными каналами тепломассопереноса. При этом огромное значение имеет пространственное соотношение активных разломов и векторов напряжений растяжения и сжатия [150; 245]. Наибольший вклад в общую трещинную проницаемость вносят нарушения, ортогональные вектору растяжения.

В Припятском прогибе общая латеральная миграция углеводородных флюидов из очагов генерации к зонам аккумуляции осуществлялась в субмеридиональном направлении – по восстанию ступеней к их головным частям. В соответствии с этим роль разломов разного простирания в процессе переноса углеводородов была различной и зависела от их проницаемости (ориентировки к вектору растяжения).

В региональном поле напряжения палеорифта наиболее проницаемы были ортогональные к оси поперечного растяжения зоны ступенеобразующих и сопутствующих им разломов. По этим разломам происходила прежде всего вертикальная миграция флюидов до уровня регионального флюидоупора, а под ним – эти зоны пропускали через себя и латеральный поток.

Проницаемость же разломов диагонального (северо-западного и северо-восточного) простирания в региональном поле напряжений палеорифта уменьшалась пропорционально уменьшению угла их простирания к вектору растяжения. Степень проницаемости таких разломов во-многом зависела от ориентировки векторов растяжения локальных полей напряжений, наложенных на региональное. Наиболее благоприятным это соотношение было в северо-восточной части прогиба, оказавшейся во фронтальной зоне динамического влияния Брагинского штампа – зоне дополнительного к поперечному продольного растяжения (рис. 4.5). Такая обстановка способствовала улучшению проницаемости зон разломов диагональной системы. Будучи по простиранию близкими к направлению внутрирезервуарной миграции флюидов, они выполняли роль «магистральных каналов» латерального переноса углеводородов из очагов генерации к зонам аккумуляции. Энергетически это было более выгодным, чем перемещение флюидов

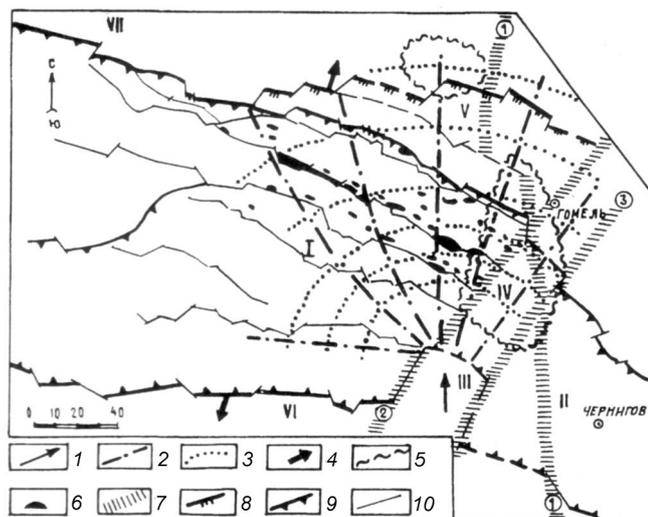


Рис. 4.5. Схема динамического влияния Брагинского штампа: 1 – вектор активного усилия; 2, 3 – траектории осей (2 – сжатия, 3 – растяжения); 4 – ось растяжения регионального поля напряжения палеорифта; 5 – области проявления позднедевонского магматизма (по В. П. Корзуну, Н. В. Веретенникову); 6 – месторождения нефти; 7 – доплатформенные разломы (цифры в кружках: 1 – Тикичско-Гомельский, 2 – Тетеревско-Брянский, 3 – Лоевский); 8, 9 – синрифтовые разломы (8 – ограничивающие Припятский прогиб, 9 – ограничивающие Припятский и Днепровский грабены); 10 – структуры (ступени) Припятского прогиба; I–VII – тектонические структуры (I – Припятский грабен, II – Днепровский прогиб, III – Брагинский выступ, IV – Лоевская седловина, V – Северо-Припятское плечо, VI – Украинский щит, VII – Белорусская антеклиза)

по порово-трещинному пространству внутри нефтепроизводящей толщи. Именно к северо-восточному сектору Припятского прогиба приурочено большинство открытых залежей нефти.

Большая часть территории Внутреннего грабена, в отличие от Северной зоны ступеней (Северного промышленно-нефтеносного района), находилась в зоне динамического влияния тыловой части Брагинского штампа и развивалась в режиме всестороннего сжатия. Разломы субмеридионального простирания в таком поле напряжений испытывали сжатие, формировавшее сдвиговую компоненту амплитуды разлома, что затрудняло латеральную миграцию углеводородов. Это (с учетом остальных особенностей строения, рассмотренных при характеристике структурных показателей) при прочих равных условиях снижает перспективы нефтеносности Внутреннего грабена.

Таким образом, блоковый характер строения подсолевого нефтеносного комплекса Припятского прогиба определил условия и время формирования в нем залежей нефти. Массовая миграция углеводородсодержащих флюидов и заполнение ловушек нефтью были возможны только на фоне активных подвижек по разломам блоков фундамента в геодинамической обстановке растяжения главной фазы рифтинга. К концу фаменского времени наметился резкий спад тектонической активности. Во время накопления надсолевых девонских отложений скорость движения по разломам снизилась на порядок по сравнению со временем накопления среднефаменской соленосной толщи, а начиная с турнейского века – на два порядка [113; 114]. Пропорционально этому уменьшалась и проницаемость зон разломов за счет кольтации микро- и макротрещин и других пустот разломных и приразломных зон дробления. На стадии сжатия Припятского прогиба в позднекаменноугольно-пермское время [7] на фоне общего воздымания территории произошло окончательное «захлопывание» зон разломов и как следствие этого – завершение процессов формирования подсолевых залежей нефти. Впредь миграция углеводородов была ограничена площадью каждого конкретного блока. Теоретически формирование небольших залежей нефти на склонах ступеней непосредственно в очагах генерации углеводородов (из остаточных порций) могло продолжаться и в послепермское время при наличии ловушек и достаточных для них нефтесборных площадей.

Дальнейшая эволюция залежей нефти происходила, видимо, по пути их частичного пере- и расформирования на фоне многократно повторявшихся микроподвижек в зонах разломов на стадии наложенной синеклизы, а также на неотектоническом этапе под воздействием и снятием ледниковых нагрузок [131].

Для межсолевого нефтеносного комплекса на участках с преимущественно блоковым характером строения справедливо все сказанное о влиянии разломов на процессы внутрирезервуарной миграции флюидов и формирования залежей нефти в подсолевом карбонатном комплексе. Но на части территории прогиба структура межсолевых отложений имеет блоково-пликативный облик, что, в отличие от подсолевого нефтеносного комплекса, в значительной мере снимает временные ограничения на возможность формирования залежей нефти и в более позднее время, следующее за главной фазой рифтогенеза. Процесс формирования межсолевых залежей нефти, при прочих равных условиях, ограничивался продолжительностью главной фазы нефтеобразования на каждом конкретном участке Припятского прогиба и в значительной мере определялся региональным характером развития пластов-коллекторов как основных путей латеральной миграции углеводородов из зон генерации к зонам аккумуляции. Более всего таким требованиям соответствует межсолевая толща, представленная карбонатными литофациями на территории Северного НГР.

Перечисленные особенности разломообразования, основные параметры разломов (амплитуда, характер контакта коллекторов и флюидоупоров по разлому, кинематика, плотность разломов) и их влияние на формирование залежей нефти учтены при составлении карты нефтегеологического районирования девонских комплексов Припятского НГБ ([163]; а также см. рис. 4.3). Геодинамическая обстановка в зоне рифтогенеза, включающей Припятский прогиб и Брагинско-Лоевскую седловину, и на участках прилегающих к ней тектонических структур представлена на рис. 2.26 и 4.5. На них отчетливо прослеживается взаимосвязь характеристик синрифтовых напряжений растяжения и сжатия земной коры и динамических признаков синрифтовых дислокаций Припятского прогиба с пространственным размещением залежей нефти и проявлениями магматизма. На территории Северного НГР существовала наиболее благоприятная палеогеодинамическая обстановка для процессов нефтеобразования, накопления и сохранения углеводородов [5; 31; 219].

Изложенные в предыдущих разделах представления о синрифтовой геодинамике Припятского прогиба получили достаточно развернутое обоснование и освещение. Вместе с тем авторы отдают себе отчет в том, что некоторые проблемы палеозойской геодинамики региона остаются дискуссионными из-за ограниченности знаний о глубинном строении чехла и консолидированной коры, конкретной интерпретации тех или иных геолого-геофизических данных, определенных теоретических взглядов на процессы рифтогенеза. В этой связи в заключительном разделе монографии отражены как основные положения многофакторной модели рифтогенеза Припятского прогиба, так и проблемы синрифтовой геодинамики, которые, по мнению авторов, пока не нашли однозначного решения.

В пределах западной части ВЕП, где расположен Припятский прогиб, обстановки рифтогенеза возникали в среднем рифее – венде, позднем девоне – среднем карбоне, антропогене. Среднерифейско-ранневендский Волыно-Оршанский рифт, который являлся юго-западным звеном протяженной Волинско-Среднерусской рифтовой системы, был связан с существованием и распадом суперконтинента Родиния. Близкий по времени развития Галицийско-Белостокский рифт в значительной мере определил особенности формирования юго-западной границы ВЕП. Оба названных позднепротерозойских рифта подверглись в фанерозое кардинальной тектонической переработке. Современная Восточно-Балтийская рифтовая система находится в начальной фазе развития.

Особенности проявления рифтогенеза в Припятском прогибе отразились в структуре и формированиях мощного герцинского комплекса, а также в строении дорифтовых комплексов и консолидированной коры. На примере Припятского прогиба показан новый подход к изучению палеорифтов в процессе эволюции взаимосвязанной системы *консолидированная кора – платформенный чехол* на пред-, син- и пострифтовой стадиях. Геодинамическое развитие этой системы в значительной степени предопределило минерагеническую специализацию комплекса осадочных и магматических пород синрифтового бассейна.

Многофакторная модель рифтогенеза. Для герцинского Припятского прогиба характерны типологические черты рифтовых структур. К ним относятся блоковое строение поверхности фундамента и подсолевых комплексов платформенного чехла, большая мощность (до 5 км) синрифтовых отложений и высокая расчетная скорость их накопления, развитие высокоамплитудных (от сотен до первых тысяч метров) разломов сбросового и сдвигово-сбросового типов. Наклон краевых и внутренних ступенеобразующих сбросов с сторону продольной оси прогиба характерен для палеорифтовых структур, сформированных в области регионального растяжения. Тектоническая активность и контрастность вертикальных движений в Припятской зоне обусловили накопление наиболее полного формационного (литодинамического) ряда в западной части ВЕП. Пред-, син- и пострифтовая стадии развития (соответственно, эйфель – средний фран, поздний фран – средний карбон, поздний карбон – средний триас) отразились образованием специфического набора формаций с существенно различающимися мощностями. Фаза активного растяжения и прогибания маркируется генезисом щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации и накоплением двух галогенных, песчано-глинисто-известняковой и сланценосной формаций большой мощности. Расчетная скорость прогибания земной коры (приблизительно соответствующая скорости седиментации) в это время изменялась от нескольких сотен до 1300 м/млн лет.

Щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная формация свойственна многим континентальным рифтовым зонам с такими признаками, как наличие пород повышенной щелочности (в том числе ультраосновных щелочных); многообразие форм проявления (имевших характер вулканических извержений, а также массовые внедрения интрузий в платформенный чехол и на разные уровни консолидированной коры); миграция вулканической активности от периферии к осевой части рифта. При этом отсутствие толеитовых базальтов в составе формации и доказанных признаков бимодального вулканизма отражает тектоническую позицию Припятского палеорифта как замыкающего звена криптодивергентной границы Припятско-Донецкого авлакогена.

Многофакторная модель рифтогенеза характеризует последовательное или квазисинхронное сочетание различных геологических процессов в платформенном чехле и консолидированной коре Припятского прогиба и сопредельных регионах. Эти процессы обусловили рифтовое развитие рассматриваемой структуры – западного звена Припятско-Донецкого авлакогена.

Главным фактором рифтообразования в Припятском прогибе являлось преимущественно одностороннее растяжение земной коры, горизонтальные (линейные и вращательные) и вертикальные движения крупных блоков земной коры как в пределах самого прогиба, так и на сопредельных территориях. Процессы рифтогенеза определялись горизонтальными напряжениями вдоль Сарматско-Туранского линеамента и со стороны мобильных краевых зон юго-запада ВЕП, а также сопредельного Брагинского выступа, формированием синрифтового срыва (детачмента) и особенностями геотермической эволюции земной коры.

1. Применительно к Припятскому прогибу предложена и обоснована модель преимущественно пассивного рифтогенеза, связанного с механизмом формирования пологой субгоризонтальной зоны внутри-, а затем сквозькорового срыва растяжения (детачмента) под влиянием в основном односторонних тангенциальных растягивающих напряжений. В основу этих выводов положены данные глубинного строения зоны рифтогенеза; эволюции структуры чехла и поверхности фундамента на пред- и синрифтовой стадиях развития; динамики становления границ Припятского прогиба и одноименного грабена; особенностей развития краевых разломов и формирования плечевых поднятий; анализа многочисленных признаков диссимметрии строения; сопоставления с однотипными палео- и современными рифтовыми зонами, а также данные моделирования структур растяжения по литературным источникам.

2. Динамика развития, начало и завершение рифтогенеза в Припятском прогибе обусловлены двумя рядами тектоно-геодинамических процессов – влиянием окраинно-плитных напряжений со стороны южного и юго-западного обрамления ВЕП и миграцией криптодивергентной границы вдоль Припятско-Донецкого авлакогена. Наступление начальной и главной фаз рифтогенеза в позднефранское время девона в Припятском прогибе происходило с некоторым запаздыванием по сравнению с Днепровским, а его завершение, наоборот, раньше – на рубеже средне – позднекаменноугольного времени. С одной стороны, это связано с местоположением срединно-океанического хребта Палео-Тетиса (подходившего в девоне к юго-западному краю Евразийского континента) и Припятского прогиба как самого удаленного звена от линейной зоны спрединга. С другой – более раннее завершение процесса было обусловлено воздействием волны сжатия со стороны Львовско-Люблинского краевого прогиба – структуры Предсреднеевропейского форланда, где в это время происходило рекуррентное возрождение складчатого сооружения каледонид юго-западного обрамления платформы.

Сравнительный анализ формаций и их мощности, скорости прогибания, особенностей проявления процессов магматизма и разломообразования позволили обосновать различия в определении длительности фаз и стадий герцинского этапа развития Припятского и Днепровского прогибов. Исходная позиция – понимание рифтогенеза в его широком смысле как полного цикла эволюции горизонтальных напряжений растяжения земной коры. Для Припятского прогиба – это промежуток времени от эмского (эйфельского) времени среднего девона до среднекаменноугольного времени включительно. В Днепровском прогибе начало процесса растяжения также совпало с рубежом ранний – средний девон, а завершился он только в ранней перми.

3. Стартовый механизм рифтогенеза в Припятском прогибе связан с определяющей ролью режима сдвигообразования в период заложения и раннерифтовой фазы развития Припятско-Донецкого авлакогена. Вдоль правостороннего трансконтинентального сдвига системы разломов Сарматско-Туранского линейного заклада закладывались звенья рифтовой системы, разделенные поперечными седловинами. Их местоположение определено древними доплатформенными разломами субмеридионального простирания, выполнявшими, на наш взгляд, роль трансформных (трансферных) разломов. По ним происходил скачкообразный перенос (джампинг) отдельных сегментов зоны растяжения.

4. Корреляция данных глубинных сейсмических исследований по всем структурам Припятско-Донецкого авлакогена и территории кряжа Карпинского позволила по новому определить особенности механизма их образования. Не подтвердилось существовавшее ранее предположение о наличии мантийных астенолитов под всеми звеньями этой протяженной рифтовой системы. По всей вероятности, по «классической» модели активного рифтогенеза развивался только Днепровский прогиб – с выступом поверхности М и явно выраженными признаками преобразования коры в ходе рифтогенеза (высокоскоростное субвертикальное тело в форме штока). Под Припятским и Донецким звеньями авлакогена граница М залегает субгоризонтально, а также прослеживаются отчетливые следы сквозькоровых срывов растяжения, свидетельствующие в пользу развития этих структур на стадии рифтогенеза по модели преимущественно пассивного рифтогенеза. Под кряжем Карпинского наблюдается погружение поверхности М. Картина распределения отраженных и преломленных волн в земной коре в центральной и восточной частях кряжа указывает на крупномасштабные дислокации в нижней коре по типу глубинных субгоризонтальных срывов, которые, возможно, соответствуют зоне палеосубдукции, наклоненной на юг под Скифскую плиту. Таким образом, каждая из перечисленных структур обладает присущими ей индивидуальными особенностями синрифтовой геодинамики.

5. В Припятском прогибе поверхность пологого сквозькорового срыва (детачмента) выявляется при сопряженном анализе двух моделей строения литосферы – на основе изучения пакета преимущественно преломленных волн (Евробридж'97) и ГСЗ-МОГТ. По аналогии с иными палеорифтами раннерифтовый первичный детачмент рассматривается как внутрикоровый слой разуплотнения (волновод) мощностью в несколько километров. Выявление сквозькоровой поверхности срыва, сформированной в главную фазу рифтинга, указывает на изначально существенную роль пологих разломов в формировании Припятского рифта. Они проходят через верхнюю и среднюю кору и затем прослеживаются в виде зон повышенной расслоенности в нижней коре и верхней мантии. Структура детачмента определяет степень неравновесного состояния земной коры и важнейшие особенности развития фанерозойских рифтов древних платформ. С ней коррелируют соотношение амплитуд горизонтального растяжения и синрифтового погружения, строение осадочного чехла.

6. Реконструкция регионального и локальных синрифтовых полей напряжения, впервые проведенная для всей территории Припятского прогиба, позволила выявить зависимость пространственного распределения сбросовых и сдвиговых деформаций от типа палеонапряжений. На основе разработанного нового экспресс-метода оценки палеонапряжений для погруженных континентальных палеорифтов, включающего использование интегральных показателей синрифтовой разломной тектоники – углов простирания и падения разломов (сколовых трещин), «снятых» со структурных карт и сейсмогеологических профилей, проведен тектонофизический анализ указанных показателей. Их сопоставление с геодинамикой «открытой» Байкальской рифтовой зоны, по которой имеются данные визуальных замеров трещиноватости и решения фокальных механизмов землетрясений, позволило определить типы синрифтовых полей тектонических напряжений и соответствующие им кинематические типы разломов. При безусловном господстве в процессе синрифтового развития обстановки растяжения, в Припятской зоне рифтогенеза выделяются участки, испытавшие субгоризонтальное сжатие и сдвиговые деформации. В частности, территория Брагинско-Лоевской седловины и прилегающие к ней участки рифтового грабена имеют характеристику напряженного состояния поля преимущественного сжатия с развитием разломов сбросово-сдвигового типа.

7. Формирование сдвиговых и сбросово-сдвиговых деформаций в Припятском прогибе связано с палеонапряжениями сжатия. Анализ синрифтовых полей тектонических напряжений различного порядка и структурных рисунков показал их широкое развитие, оставившее заметный след в виде явных и скрытых признаков сдвигообразования как прямолинейного, так и вращательного характера.

Система поперечных сдвигов трансформного (трансферного) типа привела к сегментации протяженной Припятско-Донецкой палеорифтовой зоны на серию прогибов и разделяющих их седловин. Последние стали центрами шарнирного излома зоны рифтогенеза с тенденцией горизонтального вращения и клинообразного раскрытия отдельных ее сегментов. На участке Брагинского выступа и Брагинско-Лоевской седловины произошел горизонтальный разворот Припятского сегмента против часовой стрелки с раскрытием его на запад на 20° , а Днепровского – по часовой стрелке с раскрытием на восток на 10° . Брагинский выступ выполнял роль клина вдавливания (блока-штампа), вектор горизонтального сжатия которого направлен с юга на север. Согласно динамике формирования штамповой структуры, в ее тыловой (вогнутой) части создавалась область поперечного и продольного сжатия, а во фронтальной (выпуклой) – продольного растяжения. Последняя обладала свойствами повышенной деструкции и проницаемости земной коры в результате наложения на региональное поле поперечного синрифтового растяжения дополнительных продольных локальных растягивающих усилий.

Волна поперечного сжатия от Брагинского штампа передавалась на территорию Брагинско-Лоевской седловины с дальнейшим его перераспределением на соседние участки в зоне растяжения палеорифта, создавая своеобразные структурные рисунки. Это участки повышенного дробления и сжатия с хаотичной сменой падения плоскостей блоков на встречное, обратное, ортогональное и признаками их горизонтальной ротации; обратно-ступенчатое сочленение («опрокидывание») блоков; дугообразные изгибы (в плане) фрагментов разломов в сочетании с веерообразным сочленением оперяющих более мелких разломов и т. д. Визуально проявление сдвиговой компоненты по разломам отражено диагональной сетью лево- и правосторонних сдвиго-сбросов соответственно северо-восточного и северо-западного простирания; наличием структур выжимания в погруженных крыльях субширотных разломов в местах их пересечения с диагональными разломами как результат трансформации горизонтальной компоненты движения в вертикальную. О сдвиговых деформациях вдоль субширотных ступенеобразующих разломов свидетельствуют также структуры «пальмового дерева», или «цветка», которые отмечаются на профильных разрезах по данным сейсморазведки.

8. Деграция в направлении с востока на запад дивергентной границы Припятско-Донецкого авлакогена проявилась выполаживанием Припятского рифтового грабена на участках его западных центриклиналей – Старобинской и Туровской депрессий – и была реализована посредством рассеивания зоны максимального растяжения и делимости («дробления») его абсолютной величины. Затухание тектонических процессов осуществлялось по двум системам разломов разного генезиса и кинематики. В западном направлении происходило уменьшение амплитуды разломов – несогласных сбросов «припятского» (широтного) простирания и, соответственно, уменьшение величины синрифтового растяжения. Система разломов диагональной ориентировки – согласных сдвиго-сбросов – выполняла выполаживающую роль как реакция уменьшения амплитуды прогибания фундамента палеорифта вдоль его продольной оси в направлении с востока на запад. Общее затухание процесса происходило также путем бифуркации по простиранию западных окончаний краевых разломов Припятского грабена с уменьшением их вертикальной амплитуды.

9. Механизм формирования сложно построенных (в виде лестницы сбросовых уступов) зон краевых и основных ступенеобразующих разломов Припятского прогиба носил прерывисто-миграционный характер. Как правило, происходило дискретное скалывание кромок головных частей ступеней по системе субпараллельных сбросов и постепенное наращивание ширины разломной зоны за счет поднятого крыла разлома. Структурные гребни (поднятые крылья разломов) и сбросовые уступы (опущенные крылья разломов) часто осложнены линейными зонами отсутствия значительных по мощности (сотни метров) синрифтовых интервалов платформенного чехла, формировавшихся в условиях высоких скоростей прогибания. Их образование было вызвано

вращением поверхности тектонических ступеней и разграничивавших их сбросовых плоскостей. В результате относительного воздымания поднятых кромок ступеней происходило разрушение (или ненакопление) вдоль них осадочных пород. Эти процессы могли развиваться и в мелководных, и в относительно глубоководных обстановках седиментации. Они являются отражением природы не только листрического разломообразования, но и планарного перемещения блоков по сбросам в соответствии с принципом «домино», когда основание блоков скользит по зоне внутрикорового срыва растяжения. Эрозионные формы палеорифта в пределах приразломных зон поднятий на многих площадях контролируют размещение залежей нефти.

10. В свете представлений о многофакторной модели пассивного рифтогенеза получили развитие представления о современной и синрифтовой геотермической напряженности и особенностях преобразования рассеянного органического вещества в разных структурных районах Припятского прогиба. Приуроченность максимальных современных и реконструированных палеотемператур к северной части прогиба косвенно подтверждает отсутствие осевого мантийного выступа в Припятском прогибе. Такой характер распределения температур скорее всего свидетельствует в пользу того, что основными каналами конвективного поступления тепла в осадочный чехол служила зона главного глубинного срыва (детачмента), имеющая наклон с севера на юг, и согласно с ней падающие зоны разломов Северного структурного района. Дополнительный прогрев пород также был связан с проявлением синрифтового магматизма в северо-восточной части Припятского прогиба.

11. Авторы допускают возможность не только вертикальной, но и латеральной миграции углеводородов по зонам разломов. Предполагается, что разломы, ориентированные ортогонально и диагонально к простиранию основных синрифтовых структур прогиба, которые формировались в режиме поперечного и продольного синрифтового растяжения, могли служить своеобразными «магистральными каналами» переноса углеводородов из очагов генерации к зонам аккумуляции. В этой связи следует особо подчеркнуть важность и необходимость дальнейшего изучения такого имеющего прикладное значение аспекта, как роль разломов и зоны самого детачмента в процессах преобразования рассеянного органического вещества осадочных толщ, вертикальной и латеральной миграции углеводородов, формирования (переформирования) залежей нефти.

12. Сопряженный анализ синрифтовой геодинамики, разломо- и нефтеобразования в Припятском прогибе показал определяющую роль разломов в процессах генерации, миграции и аккумуляции углеводородов. Дифференцированная по разломам скорость и глубина погружения нефтегазоносных комплексов определила тектонические условия генерации углеводородов. Такие показатели, как кинематика, амплитуда, плотность, проницаемость разломов контролировали условия миграции углеводородов и их аккумуляцию в залежах и месторождениях, объединенных в структурные и литолого-фациальные зоны и участки нефтегазонакопления. Общая геодинамическая обстановка, связанная с особенностями глубинного строения земной коры в зоне рифтогенеза, обусловила территориальную приуроченность и степень перспективности нефтегазоносных районов Припятского нефтегазоносного бассейна.

Дискуссионные проблемы синрифтовой геодинамики. В рамках данной работы авторы посчитали необходимым обсудить некоторые взаимосвязанные проблемы герцинской геодинамики Припятского прогиба. Это относится прежде всего к отдельным аспектам разломообразования, связанным с оценкой глубины заложения (проникновения) краевых и основных ступенеобразующих разломов; начальной и конечной кинематикой и геометрией разломов, стадийностью и дискретностью их формирования, «главенством» одного из краевых разломов рифтового грабена и т. д. К сложным и далеко еще не решенным относятся также вопросы о взаимосвязи процессов магматизма и рифтогенеза; выявление причин отсутствия выступа поверхности М под Припятским прогибом и некоторые другие. Актуальность обсуждения этих проблем определяется неоднозначностью геологической интерпретации сейсмических данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии в Припятской зоне рифтогенеза и практической важностью их решения на современном уровне в связи с развитием теории рифтогенеза и поисков полезных ископаемых в палеорифтах.

1. Как уже отмечалось, на территории прогиба отработаны всего один профиль ГСЗ-Евробридж'97 с пакетом преломленных волн и два профиля ГСЗ-МОГТ, которые пересекают весь палеорифт вкрест его простираения. Геолого-геофизическая интерпретация данных ГСЗ-МОГТ по профилям III и VIII в версиях [58; 59; 260] показывает различия в представлениях о поведении отражающих границ на разных уровнях земной коры и, соответственно, глубине и геометрии разломов. Возникают некоторые вопросы и при сопоставлении сейсмических данных, полученных методами отраженных и преломленных волн.

По [58, с. 1442] «в формировании Припятского прогиба основную роль играла система нормальных листрических сбросов, проникающих на глубину до поверхности М и в зону коро-мантийной смеси» и даже в верхнюю мантию до глубины 50–60 км. Это Северо- и Южно-Припятский краевые разломы, а также ряд наиболее крупных субширотных разломов внутри прогиба. На профилях им соответствуют системы отражающих площадок – субвертикальных у поверхности и постепенно выполаживающихся с глубиной. Наиболее интенсивные отражения связаны с субгоризонтальными границами – поверхностью кристаллического фундамента и зоной коро-мантийной смеси.

На сейсмическом разрезе МОГТ отраженных волн по профилю VIII [260], в отличие от предыдущего варианта, явно выраженной наклонной отражающей границей (зоной) с листрическим выполаживанием на уровне глубины 30–35 км следует только один Южно-Припятский разлом (см. рис. 2.18, а). Значительно менее выраженными следами пакетов наклонных отражающих площадок без видимого выполаживания отмечен Северо-Припятский разлом – примерно до глубины 20 км, а также Червонослободский, ограничивающий с севера структуру Внутреннего грабена, но со следами выполаживания на глубинах 30–35 км. На профиле хорошо прослеживаются в основном субгоризонтальные (с легким наклоном на юг) зоны отражений: на территории Северо-Припятского плеча на уровне глубин 10–15 км, на участке Северного структурного района – 15–20 км, а также на всей территории прогиба, захватывая прилегающие к нему участки, в виде протяженной зоны отражений на уровне глубин 40–50 км. Таким образом, в Северном структурном районе Припятского прогиба отмечается ступенчато погружающаяся на юг система субгоризонтальных отражающих площадок в верхней и средней частях земной коры, которая на территории Внутреннего грабена с большим «разрывом по амплитуде» погружается к ее подошве. Скорее всего, эта картина отражает современные следы палеодетachmenta, который в раннюю фазу рифтогенеза представлял собой единую зону субгоризонтального срыва растяжения на границе верхней – средней коры. Обработка сейсмического материала ГСЗ-МОГТ по профилю VIII, которая использована при подготовке публикации [260], была, по-видимому, основана на более совершенной программе, чем при разработке модели Р. Г. Гарецкого, С. В. Клушина [58]. Таким образом, модель глубинного строения Припятского палеорифта по профилю VIII [260], согласно которой разломы не проникают в слой нижней коры и не секут поверхности М, представляется более обоснованной, чем модель [58].

2. В свете современных представлений о реологическом состоянии земной коры с глубиной происходит убывание ее прочности, обусловленное уменьшением предела текучести вещества. Как отмечалось в 2.9, по этим параметрам большинство исследователей предлагают модель трехслойного или двухслойного [141] вертикального деления земной коры, разделяя ее по стилю деформаций разрушения. Подобная модель объясняет выполаживание с глубиной всех типов разломов (сбросов, взбросов, сдвигов). Но на какой глубине, по образному выражению Е. И. Паталахи, «собственно разлом как воплощение хрупкого дискретного смещения “рассасывается” и исчезает, обращаясь в зону концентрированного сдвигового течения»? [190, с. 36]. По его мнению, это большая по мощности часть нижней коры (катазона), которая является областью уже не приразломного, а общего пластического течения. Тогда, применительно к этой зоне, полностью теряется смысл физического понятия слова «разлом». Глубина этой зоны у разных исследователей варьирует, и видимо, зависит от геодинамических условий и типов земной коры, но всеми определяется ниже уровня верхней хрупкой коры (примерно 15–20 км) и до поверхности М. Это так называемая «отражающая нижняя кора», играющая активную роль в процессах структурообразования, в том числе рифтогенеза – особенно в рифтах, формирующихся по активной модели

с растеканием и значительным утонением нижней части земной коры над мантийным астенолитом. Наглядным примером подобной модели является Днепровский прогиб (см. рис. 3.3).

В консолидированной части земной коры, по данным [132; 135], существует несколько горизонтов, на которых, как считают, локализуются наиболее интенсивные деформации – латеральное течение вещества, срывы и т. д. В средней части коры, на глубинах порядка 7–15 км, таким горизонтом является граница К (или K_1) – «среднекоровый срыв» (Mid-crustal detachment). В Припятском прогибе, вероятно, именно этот слой стал той ослабленной зоной скольжения, которая сыграла основную роль в формировании структуры под влиянием односторонних региональных напряжений растяжения (по крайней мере, в первую фазу рифтогенеза).

Большая подборка материалов о зонах срыва в земной коре и глубине проникновения разломов, основанная на данных глубинных сейсмических исследований по разнотипным структурам, приведена в работе Н. В. Короновского и М. Г. Ломизе [121]. Отмечается, что сейсмическое выражение разломов даже в зонах коллизионных поясов, таких как Гималаи, Памир, Урал, Альпы (исключая глубинную структуру зон Беньюфа), ограничено глубиной около 25–30 км, а горизонтальные поверхности срыва в них отмечены на глубинах 14, 15, 20 км. Чаше эти поверхности «подрезают», ограничивают проникновение на глубину структурных единиц (разломов), четко прослеживаемых в верхней части земной коры. В зонах спрединга (рифтовых зон океана) решения сейсмических фокальных механизмов дают глубины проникновения разломов всего на 2–5 км, иногда до 8 км от поверхности дна океана. Для внутриплитных разломов, в том числе в зонах континентального рифтогенеза, как правило, очаги землетрясений размещаются на глубине до 30 км. Большинство асимметричных рифтов формируются над рассекающим кору пологим (10 – 20°) вязким сбросом, контролирующим близповерхностную систему мелких листрических сбросов. Наибольшая глубинность проникновения характерна для трансформных разломов и для крупных сдвигов. Они пересекают не только всю земную кору, но и уходят в мантийную часть литосферы (до глубин 100–200 км и, возможно, глубже), где проявляются выраженной сейсмической анизотропией, которая трактуется как вязкий сдвиг. В пределах земной коры зоны сдвигов разделяют крупные домены, блоки, которые характеризуются отличием в структуре и мощности ее верхней, средней и нижней частей.

Приведенные данные, а также материалы о глубинном строении Припятского прогиба позволяют предположить, что только Южно-Припятский краевой разлом имеет глубину проникновения ниже поверхности М. В пользу этого свидетельствуют следующие факты. Этот разлом на участке пересечения с профилем Евробридж'97 и весь его восточный отрезок совпадает с положением древней границы земной коры, отделяющей Осницко-Микашевичский вулканический пояс (2,0–1,95 Ga) от Коростенского плутона (1,8–1,73 Ga) Украинского щита. Позже вдоль этой границы происходило формирование западной ветви (Овручская грабен-синклиналь) системы позднепротерозойских грабенов Припятско-Донецкого авлакогена. В начале среднего девона эта же граница являлась фрагментом правостороннего трансконтинентального сдвига, «запустившего» процесс рифтогенеза вдоль системы разломов Сарматско-Туранского линеамента. Как уже отмечалось (см. 2.2), вдоль Южно-Припятского разлома амплитуда горизонтального правостороннего смещения составила порядка 100 км, в результате чего граница Осницко-Микашевичского вулканического пояса, имеющая общее северо-восточное простирание, на западном участке Южного краевого разлома приобрела субширотную ориентировку [185]. На современном этапе динамическая обстановка в зоне разлома определяется как левосторонний взбросо-сдвиг в режиме сжатия с амплитудой поднятия северной части Украинского щита на неотектоническом этапе 170–220 м [161].

Сейсмические данные свидетельствуют о том, что в отраженных волнах Южно-Припятский разлом прослеживается в виде листрической границы до уровня нижней коры на глубине 30–35 км, а в преломленных волнах конфигурация этой границы на всех уровнях земной коры в зоне разлома показывает заметное уменьшение значений скоростей под Припятским прогибом и их увеличение под Коростенским плутоном. Такая картина наблюдается вплоть до поверхности М, что наряду с наличием в структуре земной коры самого плутона может указывать также и на тектоническую составляющую этого внутрикорового раздела. В мантии до глубины 75 км и более

Южно-Припятскому разлому соответствует круто падающий отрезок рефлектора с разными скоростями Р-волн над и под ним. В качестве одной из версий интерпретации это дает основание считать рефлектор *отражением мантийной зоны сдвига* вдоль припятского сегмента Сарматско-Туранского линейного элемента. Такой же глубинной структурой мантийного заложения обозначен Южно-Припятский разлом (в отличие от Северо-Припятского) и на генерализованной скоростной и плотностной модели по профилю Евробридж'97 по данным [139, с. 48, рис. 14], где он проникает в верхнюю часть мантии, сливаясь с зоной мантийного рефлектора.

Возвращаясь к вопросу о глубинности разломов и их геометрии, можно добавить следующее. Те разломы, которые формировались в соответствии с динамикой развития пологого detachмента, являются в основном плоскостными (планарными), круто падающими, поскольку при неглубоком залегании поверхности срыва они пересекают только хрупкую часть коры и срезаются этой поверхностью, не проникая глубже нее. При погружении detachмента ниже подошвы верхней коры в область хрупкопластических деформаций, сопутствующие ему разломы могут с глубиной выполаживаться, сливаясь с зоной срыва. В случае изменения начальных условий растяжения возможно дальнейшее прорастание вглубь тех же, первично мелких и плоскостных, разломов на разные уровни земной коры с их полным листрическим выполаживанием в зоне общего пластического течения, охватывающей большую по мощности часть нижней коры.

Для Припятского прогиба велика вероятность того, что большинство разломов территории Северо-Припятского плеча и Северного структурного района являются плоскостными и неглубокого уровня заложения (верхне-среднекорового). Однако Северный краевой разлом и Червонослободско-Малодушинский (ограничивающий с севера Внутренний грабен), будучи, возможно, на первом этапе развития прогиба плоскостными, на втором этапе (в связи с разрывом зоны detachмента) сформировались как листрические, выполаживающиеся также на уровне «отражающей нижней коры». Видимо, только один Южно-Припятский разлом является глубинным разломом мантийного уровня проникновения.

3. Формирование Припятского прогиба по принятой нами пассивной модели рифтогенеза (см. 2.2; 2.3; 2.9) предполагает, что процессы разломообразования в основном должны быть соподчинены и рассматриваться как сопутствующие (соподчиненные) общему перемещению объемов земной коры по поверхности срыва растяжения, определяющего и кинематику, и глубину проникновения, и форму разломов.

По известной схеме простого сдвига [269] detachмент в зоне отрыва у поверхности земной коры сначала проникает на небольшую глубину и выполаживается на уровне подошвы верхней (прочной и хрупкой) коры, а его крутое погружение происходит в противоположной части формирующего рифта. При этом образуется широкая полоса наклоненных верхнекоровых блоков, «аллохтонов растяжения», залегающих над неглубокой плоскостью пологого срыва. В работе [251] на примере рифта Провинции Бассейнов и Хребтов показана схема стадийности процесса разломообразования, который начинается над пологой частью detachмента в месте выхода его на поверхность и мигрирует к центру структуры. Похожая картина получена и С. А. Борняковым [39] при моделировании структур одностороннего растяжения (см. рис. 2.41). В Припятском прогибе также первые признаки разломообразования (в виде первичных трещин отрыва) появились в начальную фазу рифтогенеза за пределами бортов рифтового грабена, постепенно мигрируя к его центру.

Образование в земной коре в структуре растяжения поверхности срыва и – как ответная реакция среды – формирование над ней системы блоков-ступеней (согласно тектонофизике самого процесса) предполагает, что сбросы, разграничивающие блоки, будут проникать до поверхности срыва. На уровне этой движущейся плоскости горизонтальное смещение (скольжение) подошвы каждого блока компенсирует вертикальную амплитуду сброса, а верхняя поверхность блока будет вращаться (запрокидываться). При этом возможны 2 варианта геометрии плоскости разломов – это либо плоскостные (планарные) сбросы (формирование лестницы ступеней по принципу «домино»), либо листрические, выполаживающиеся у поверхности срыва. Результаты сейсмических исследований по разным регионам земного шара подтверждают существование обоих вариантов в зависимости от конкретных характеристик земной коры в зонах рифтогенеза и особенностей

развития структур. По-видимому, когда разломообразование ограничено только плоскостью самого детачмента, тогда такие сбросы «подрезаются» его поверхностью и ниже нее не прорастают, если в самом процессе рифтогенеза не изменятся первоначальные условия.

4. В связи со сказанным возникает проблема этапности развития процесса рифтогенеза в целом и разломообразования в частности. Имеющиеся геологические и сейсмические материалы по Припятскому прогибу не могут в полной мере объяснить его развитие строго в рамках пассивной модели рифтогенеза. С одной стороны, современная структура Припятского прогиба, по крайней мере его рифтового грабена, относительно симметрична, с примерно одинаковой глубиной погружения поверхности фундамента вдоль краевых разломов. С другой стороны, по сейсмическим данным в отраженных волнах явно читаются следы детачмента в северной части прогиба, которые по данным анализа преломленных волн «дублируются» рефлектором в верхней части мантии. На диссимметрию пространственного развития Припятского прогиба обращалось внимание и ранее [172].

Судя по особенностям развития краевых разломов рифтового грабена, формирование прогиба (вместе с Северо-Припятским плечом) происходило в несколько этапов. Примерами этапности формирования могут служить Байкальский рифт [100], грабен Хорн в Северном море [196] и др. В геологической литературе широко используются термины «главный краевой сброс» [196], или «главный конседиментационный разлом» [263]. Наличие в земной коре срыва растяжения и отодвигание находящегося над ним блока сопровождается образованием впадины (осадочного бассейна) вблизи поверхности, зона максимального прогибания которой смещена к участку крутого погружения детачмента. В результате формируется полуграбен, ограниченный разломом только с одной стороны, либо асимметричный грабен, ограниченный неравнозначными краевыми разломами, где ведущим является только один из них. В Припятском прогибе вплоть до середины фамена (начала накопления верхней соленосной толщи), т. е. в течение двух третей главной фазы рифтогенеза, таким основным конседиментационным разломом являлся Южно-Припятский, в сторону которого происходило погружение поверхности срыва. Далее с этого рубежа роль главного конседиментационного разлома стал выполнять Северо-Припятский разлом, началось формирование Северо-Припятского плеча, и весь процесс сосредоточился в рамках рифтового грабена. Видимо, Северный краевой разлом был последним по времени формирования в череде разломов, ограничивавших до середины фамена «аллохтон растяжения» над пологой частью плоскости детачмента и стал равнозначным краевым разломом. Такая схема развития свидетельствует о том, что на этом рубеже процесс рифтогенеза не испытал преобразования в соответствии с активной моделью. Свидетельством этому является отсутствие в Припятском сегменте и выступа поверхности М, и так называемой «рифтовой подушки» в нижней части земной коры, связанной с инъекцией мантийного материала (как в Донецком сегменте Припятско-Донецкого авлакогена – см. рис. 3.3).

5. На наш взгляд, одно из основных труднообъяснимых противоречий в представлениях о глубинном строении Припятского прогиба состоит в том, что наряду с субгоризонтальной поверхностью М, в преломленных волнах эта платформенная структура следится только по поверхности кристаллического фундамента, а в отраженных волнах – как зона листрического расчленения на всех уровнях земной коры. А. М. Никишин [164] как пример рифтовой структуры, в которой нижняя кора обладает субгоризонтальной сейсмической стратификацией и подстилается четко выраженной горизонтальной сейсмической поверхностью М, приводит упомянутую уже Провинцию Бассейнов и Хребтов. Эту ситуацию разные авторы трактуют по-разному. Так, согласно [251] это объясняется наличием потоков вязкого материала нижней коры в область под поверхность растяжения (детачмент). А. М. Никишин, со ссылкой на данные ([258] и др.), предполагает, «что в процессе растяжения нижняя кора вторично расслоилась на линзовидные скользящие относительно друг друга тела, создавая в целом эффект пластического растяжения» [164, с. 143]. Слой верхней коры при этом «растаскивался» в стороны и просел, образуя рифтовый бассейн. Возможно, в контексте сопоставления с Припятским прогибом приведенный пример не совсем корректен, поскольку Провинция Бассейнов и Хребтов является молодой областью экстремального растяжения с разогретой корой.

В зоне Припятского рифтогенеза, по крайней мере от рубежа 1,8–1,73 Ga, земная кора не претерпела сколько-нибудь заметной тектоно-магматической переработки, в том числе и в позднем протерозое при формировании Волыно-Оршанского прогиба; Припятский прогиб был заложен в среднем девоне на «холодном» основании. Обычно все зоны континентального рифтогенеза в процессе их развития характеризуются в разной степени повышенными значениями теплового потока. В Припятском прогибе ко второй половине фаменского века постепенный прогрев земной коры, связанный с общим кондуктивным потоком тепла и потоком глубинных флюидов по зоне детачмента, мог создать условия для увеличения текучести нижних слоев коры, что вызвало быстрое дальнейшее прогибание структуры по поверхности фундамента и ограничило ее двумя «полноценными» краевыми разломами. Таким компенсирующим слоем в нижней части земной коры мог быть слой, соответствующий на плотностной модели [253] параметрам 2,8–2,9 г/см³ (см. рис. 2.20). Только он «отреагировал» на формирование прогиба «проседанием» и утонением мощности примерно на 5 км (мощность осадочного выполнения). Этими же процессами, связанными с постепенным прогревом земной коры и общим погружением зоны рифтогенеза, можно объяснить и видимую на профиле ГСЗ-МОГТ (см. рис. 2.18, а, б) дискретность и разрыв зоны детачмента, перенос глубинных уровней пакетов субгоризонтальных отражающих площадок от верхних горизонтов коры в северной части прогиба к более нижним на глубине 30–35 км в пределах Внутреннего грабена, а также общий «листрический рисунок» зоны рифтогенеза.

б. К сложным и далеко не решенным относится также вопрос о роли и влиянии синрифтового магматизма на эволюцию Припятского прогиба, а также и о мантийном источнике девонских щелочных магматических пород Беларуси. По нашему мнению, припятский вулканизм не входит в обязательный перечень предрифтовых явлений или режимов, способствовавших образованию в коре первичных ослабленных зон и началу процессов рифтогенеза. Для Припятского прогиба характерна обратная временная и причинно-следственная связь – проявления вулканизма были вызваны процессом рифтогенеза. Девонская щелочно-ультраосновная формация развита в пределах Брагинско-Лоевской седловины, захватывает небольшую по площади приграничную северо-восточную часть прогиба и территорию расположенных севернее Гомельской структурной перемычки и Жлобинской седловины.

Припятская область девонского магматизма приурочена к зоне пересечения Припятско-Донецкого авлакогена с древним глубинным тектоническим швом консолидированной коры. Последний проходит по меридиану Одесса – Гомель через весь континент от Черного до Баренцева моря и неоднократно проявлял себя признаками разновозрастной тектоно-магматической активизации на платформенных этапах развития. Первые проявления вулканизма в позднем девоне, в виде эксплозивных выбросов в трубках взрыва, были связаны с началом рифтогенеза в Припятском прогибе и произошли к северу от его границы – на территории Жлобинской седловины. В связи с такой территориальной приуроченностью щелочных магматических пород открытым остается вопрос об их мантийном источнике. По мнению геологов, они являются производными исходных магм, поднявшихся с глубин более 70–100 км (особенно такие образования, как породы трубок взрыва). Видимая же на скоростной модели по профилю Евробридж'97 магматическая камера находится в южной части прогиба на глубине всего 40–60 км и вполне вероятно, что Припятские вулканы с ней не связаны, а являются производными другого мантийного источника. Существуют также представления о том, что формирование глубинных щелочных магм могло происходить при наличии и взаимосвязи не одного, а двух мантийных источников [154]. Для разрешения этого вопроса необходимо проведение глубинных сейсмических исследований непосредственно в области развития магматических пород.

Подводя заключительные итоги обсуждения проблем герцинского рифтогенеза Припятского прогиба, необходимо отметить следующее. Неожиданным результатом исследований по программе EUROPROBE явилось то, что «Припятский прогиб слабо выражен в скоростной модели коры, не наблюдается даже подъема границы Мохо, типичного для большинства впадин» [222, с. 266].

Одна из причин отсутствия выступа поверхности М под Припятским прогибом, по нашему мнению, – общая позиция прогиба как замыкающего звена Припятско-Донецкого авлакогена, где

в направлении с востока на запад происходило постепенное затухание рифтогенного процесса, в том числе уменьшение величины коэффициента растяжения по сравнению с Днепровским звеном, в котором выступ границы М четко проявлен. Своеобразным «упором» на западе на пути пропагации дивергентной границы вдоль трансконтинентального Сарматско-Туранского линеамента послужила зона сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов ВЕП. Существенное влияние на формирование Припятского прогиба могла оказать также сопряженность с Коростенским плутоном Украинского щита, определившего структуру и морфологию слоев земной коры на всех ее уровнях. Кора не была в сколько-нибудь заметной степени переработана девонским рифтогенезом, в отличие от Днепровского и Донецкого звеньев авлакогена. По сути, вся южная половина прогиба, как видно на профиле Евробридж'97, наложена на «северный склон» Коростенского плутона. Применительно к Припятскому прогибу мы согласны с мнением Н. П. Чамова о том, что для рифтовой структуры, связанной с внутрикоровой поверхностью срыва, такой признак, как выступ границы М, не является обязательным. В этом случае под осадочным бассейном растяжения она остается ровной, однако при крупномасштабном процессе может быть приподнята вблизи проникновения глубинного срыва на подлитосферный уровень.

Тщательный анализ данных по тектонике Припятского прогиба подтверждает современные представления о том, что для формирования внутриконтинентального рифта и раскола холодной литосферы недостаточно только прогрева коры и локального растяжения, вызванного астеносферным плюмом, или внутриплитных растягивающих сил. Необходимым условием для этого является воздействие активных внешних (окраинно-плитных) растягивающих усилий [137]. Как правило, процесс рифтогенеза – это многофакторное явление, и Припятский прогиб не является исключением.

Эволюция Припятского палеорифта происходила на фоне смены режимов деформирования земной коры – от режима сдвигообразования к режиму преимущественного растяжения. Толчком, запустившим процессы рифтогенеза в среднем девоне, послужили сдвиговые правосторонние смещения вдоль протяженной зоны разломов Сарматско-Туранского линеамента. В позднем девоне режим сдвигообразования сменился режимом растяжения, связанного с воздействием многих разнопорядковых геодинамических факторов. Односторонние латеральные напряжения растяжения со стороны южных подвижных поясов земной коры и частично со стороны каледонско-герцинского мобильного пояса зоны, обрамлявших юго-западный край ВЕП, инициировали формирование под Припятским звеном Припятско-Донецкого авлакогена пологого внутрикорового срыва. В течение позднефранского-раннефаменского времени (ранняя и первая половина главной фазы рифтогенеза) динамика развития зоны срыва была ведущим фактором, определявшим структуроформирующие процессы в зоне рифтогенеза. Дальнейшее растяжение земной коры в средне-позднефаменское время было подчинено процессам трансформации внутрикорового срыва в сквозькоровый с проникновением у южной границы палеорифта до глубин верхней мантии, а также процессам расслоения и течения вещества в нижней коре, связанными с ее интенсивным прогревом глубинными флюидами. Оба этих процесса к концу главной фазы рифтогенеза полностью компенсировали растяжение верхних горизонтов коры и амплитуду погружения поверхности кристаллического фундамента. Ранне-среднекаменноугольное время стало фазой завершения и полного затухания рифтогенеза в Припятском прогибе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авхимович, В. И. Палинологическая характеристика верхнефаменской соленосной толщи Припятской впадины / В. И. Авхимович // Споры палеозоя Белоруссии. – Минск: БелНИГРИ, 1974. – С. 95–108.
2. Ажгиревич, Л. Ф. Катагенез и палеотермия пород платформенного чехла Припятского прогиба / Л. Ф. Ажгиревич // Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1976. – С. 61–73.
3. Айзберг, Р. Е. Вендский и девонский магматизм юга Восточно-Европейского кратона: геодинамические аспекты / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Т. А. Старчик // Вестн. БГУ. Сер. 2, Химия. Биология. География. – 2000. – № 1. – С. 65–71.
4. Айзберг, Р. Е. Влияние окраинно-плитных напряжений на развитие герцинских структур юга Беларуси / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик // Докл. НАН Беларуси. – 2002. – Т. 46, № 1. – С. 107–110.
5. Айзберг, Р. Е. Геодинамика и минерагения палеорифтов Беларуси / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Т. А. Старчик // Докл. НАН Беларуси. – 1999. – Т. 43, № 3. – С. 92–95.
6. Айзберг, Р. Е. Геодинамическая природа вендского и девонского магматизма юга Восточно-Европейского кратона / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Т. А. Старчик // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: материалы XXXII Тектон. совещ.: в 2 т. – М.: ГЕОС, 1999. – Т. 1. – С. 31–35.
7. Айзберг, Р. Е. Геодинамическая эволюция Припятского палеорифта / Р. Е. Айзберг // Докл. АН БССР. – 1986. – Т. 30, № 5. – С. 460–463.
8. Айзберг, Р. Е. Геодинамические процессы и раннепротерозойские формации запада Восточно-Европейской платформы и Среднеевропейской плиты / Р. Е. Айзберг, Л. Ф. Ажгиревич, Р. Г. Гарецкий // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 305, № 5. – С. 1174–1177.
9. Айзберг, Р. Е. Герцинские системы разломов Белоруссии / Р. Е. Айзберг, Э. А. Левков // Докл. АН БССР. – 1987. – Т. 31, № 4. – С. 343–345.
10. Айзберг, Р. Е. Корреляция позднепалеозойских тектонических событий в бассейнах юго-западной окраины Восточно-Европейского кратона и его обрамления / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Т. А. Старчик // Геотектоника. – 2004. – № 1. – С. 51–62.
11. Айзберг, Р. Е. Листрическая тектоника платформ / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий // Докл. РАН. – 1996. – Т. 346, № 4. – С. 501–504.
12. Айзберг, Р. Е. Многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта. Ст. 2: Факторы динамического влияния синрифтового срыва, геотермической эволюции, окраинно- и внутриплитных напряжений на рифтообразование / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик // Літасфера. – 2008. – № 1 (28). – С. 3–24.
13. Айзберг, Р. Е. О генезисе Припятской впадины / Р. Е. Айзберг, А. С. Махнач, В. Б. Окушко // Докл. АН СССР. – 1972. – Т. 202, № 2. – С. 1302–1305.
14. Айзберг, Р. Е. О глубинном синрифтовом срыве в Припятском прогибе / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик // Докл. НАН Беларуси. – 2004. – Т. 48, № 5. – С. 98–103.
15. Айзберг, Р. Е. Особенности формирования палеорифтовых и пассивно-окраинных бассейнов запада Восточно-Европейской платформы / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, А. К. Карабанов // Літасфера. – 2009. – № 1 (30). – С. 3–10.
16. Айзберг, Р. Е. Отображение детачмента на региональных профилях ГСЗ в Припятском палеорифте / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик // Материалы XXXVII Тектон. совещ. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 5–8.
17. Айзберг, Р. Е. Сарматско-Туранский линеймент земной коры / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, А. М. Синичка // Проблемы теоретической и региональной тектоники. – М.: Наука, 1971. – С. 41–51.
18. Айзберг, Р. Е. Синрифтовая структура Припятского прогиба / Р. Е. Айзберг, В. Н. Бескопыльный, Я. Г. Грибик // Докл. НАН Беларуси. – 2010. – Т. 54, № 4. – С. 114–117.
19. Айзберг, Р. Е. Стадийность проявления рифтогенеза в Припятском и Днепровском прогибах / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: материалы XXXVI Тектон. совещ.: в 2 т. – М.: ГЕОС, 2003. – Т. 1. – С. 6–10.
20. Айзберг, Р. Е. Тектоника Оршанской впадины / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, И. В. Климович. – Минск: Наука и техника, 1985. – 112 с.
21. Айзберг, Р. Е. Юго-западное звено Волыньско-Среднерусского линеймента в позднем протерозое / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, И. В. Климович // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. – Минск, 1981. – С. 81–100.
22. Аксаментова, Н. В. Геологическая карта кристаллического фундамента Беларуси и прилегающих территорий / Н. В. Аксаментова, И. В. Найденков. – Масштаб 1 : 1 000 000. – Киев, 1992.

23. Аксаментова, Н. В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса / Н. В. Аксаментова. – Минск: Ин-т геол. наук, 2002. – 176 с.
24. Артюшков, Е. В. Физическая тектоника / Е. В. Артюшков. – М.: Наука, 1993. – 456 с.
25. Балла, З. Кинематика раскрытия Байкала / З. Балла, М. И. Кузьмин, К. Г. Леви // Геотектоника. – 1990. – № 2. – С. 80–91.
26. Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий / Р. Г. Гарецкий [и др.] // Геология запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 44–61.
27. Баранова, Е. П. Структура нижней коры в районе вала Карпинского / Е. П. Баранова, Н. И. Павленкова // Физика Земли. – 2003. – № 6. – С. 76–84.
28. Бескопильный, В. Н. Перспективы поисков залежей нефти в верхнепротерозойских отложениях и в коре выветривания кристаллического фундамента Припятской впадины / В. Н. Бескопильный, А. В. Лаптухов // Стратегия развития нефтедобывающей промышленности Республики Беларусь на 2000–2015 годы. – Гомель, 1999. – С. 77–89.
29. Бескопильный, В. Н. Перспективы поисков залежей нефти и газа в фаменских отложениях палеовулканической области Припятской впадины / В. Н. Бескопильный // Докл. АН БССР. – 1982. – Т. 26, № 3. – С. 259–262.
30. Бескопильный, В. Н. Пояснительная записка к картам структурного районирования подсолевого и межсолевого комплексов Припятского прогиба для решения задач эффективного освоения ресурсов углеводородов / В. Н. Бескопильный, Р. Е. Айзберг, Я. Г. Грибик. – Гомель, 2011. – 48 с.
31. Бескопильный, В. Н. Рациональная система технологии камеральных геологоразведочных работ на нефть и газ для сложнопостроенных нефтегазоносных бассейнов: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / В. Н. Бескопильный. – Минск, 2001. – 40 с.
32. Бескопильный, В. Н. Эволюция геотермического поля Припятского нефтегазоносного бассейна в связи с нефтегазоносностью / В. Н. Бескопильный, Н. П. Гречишников // Докл. АН БССР. – 1976. – Т. 20, № 2. – С. 161–164.
33. Богданова, С. В. О литосфере запада Восточно-Европейского кратона / С. В. Богданова // Геотектоника. – 1997. – № 6. – С. 91–93.
34. Богданова, С. В. Основные результаты работ по проекту EUROBRIDGE / С. В. Богданова // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. – С. 289–290.
35. Богданова, С. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы / С. В. Богданова // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1984. – С. 16–26.
36. Богданова, С. В. Тектоническая интерпретация строения коры по геолого-геофизическим данным / С. В. Богданова // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. – С. 279–288.
37. Богомолов, Г. В. О механизме формирования Донецко-Припятского авлакогена / Г. В. Богомолов, В. С. Конищев, В. Н. Макаревич // Докл. АН БССР. – 1972. – Т. 16, № 4. – С. 345–347.
38. Бондаренко, П. М. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений / П. М. Бондаренко, И. В. Лучицкий // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 159–180.
39. Борняков, С. А. Разломообразование в литосфере / С. А. Борняков // Зоны растяжения. – Новосибирск: Наука, 1992. – С. 115–152.
40. Бубнов, С. Н. Основные проблемы геологии / С. Н. Бубнов. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – 233 с.
41. Буш, В. А. О погребенной зоне каледонской складчатости вдоль юго-западного ограничения Восточно-Европейской платформы / В. А. Буш, Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кириухин // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 208, № 2. – С. 409–412.
42. Великовская, Е. М. Каменноугольные отложения Русской платформы / Е. М. Великовская. – М.: Наука, 1977. – 176 с.
43. Веретенников, Н. В. Древнейшие образования платформенного чехла Беларуси / Н. В. Веретенников, А. С. Махнач, В. И. Шкуратов // Докл. НАН Беларуси. – 1998. – Т. 42, № 3. – С. 101–108.
44. Верхнедевонские вулканогенные образования Гомельской структурной перемычки / Н. В. Веретенников [и др.] // Докл. НАН Беларуси. – 2000. – Т. 44, № 5. – С. 107–109.
45. Верхогляд, В. М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона / В. М. Верхогляд // Геохимия и рудообразование. – Киев, 1995. – Вып. 21. – С. 34–46.
46. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении / Ю. Г. Леонов [и др.] // Геотектоника. – 2001. – № 1. – С. 36–59.
47. Вишняков, И. Б. Львовско-Люблинский палеозойский прогиб / И. Б. Вишняков, Г. М. Помяновская, Л. Е. Фильшинский // Геотектоника Вольно-Подоллии. – Киев: Наук. думка, 1990. – С. 169–177.
48. Воловник, Б. Я. Терригенно-вулканогенная формация. Нижний венд / Б. Я. Воловник // Геотектоника Вольно-Подоллии. – Киев: Наук. думка, 1990. – С. 76–84.
49. Воронов, П. С. О проблеме структуры Арктического бассейна и глобальных сдвиговых зонах Земли / П. С. Воронов // Проблемы Арктики и Антарктики. – Л., 1964. – № 18. – С. 11–23.
50. Воронов, П. С. Принципы сдвиговой тектоники и ротационные силы Земли / П. С. Воронов // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. – М.: Наука, 1991. – С. 9–19.
51. Воронов, П. С. Сдвиги и планетарная трещиноватость / П. С. Воронов // Зап. Ленингр. гор. ин-та. – 1969. – Т. 58, вып. 2. – С. 16–27.
52. Высокский, Э. А. О генезисе зон локального отсутствия межсолевых отложений в Припятском прогибе / Э. А. Высокский, В. З. Кислик // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 133–138.

53. *Высоцкий, Э. А.* Эвапориты Беларуси: обстановки накопления и литофации: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / Э. А. Высоцкий; БелНИГРИ. – Минск, 1997. – 38 с.
54. *Гавриш, В. К.* Генезис и нефтегазоносность краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта / В. К. Гавриш, Л. И. Рябчун. – Киев: Наук. думка, 1981. – 161 с.
55. *Гавриш, В. К.* Глубинное строение и эволюция Припятско-Днепровско-Донецкого и Кенийского рифтов / В. К. Гавриш // Геол. журн. – 1985. – № 16. – С. 10–18.
56. *Гавриш, В. К.* Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов / В. К. Гавриш. – Киев: Наук. думка, 1974. – 160 с.
57. *Гарецкий, Р. Г.* Вендский вулканизм запада Восточно-Европейской платформы / Р. Г. Гарецкий, Г. В. Зиновенко // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. – М., 1994. – С. 176–182.
58. *Гарецкий, Р. Г.* Глубинное строение Припятского палеорифта / Р. Г. Гарецкий, С. В. Клушин // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 297, № 6. – С. 1438–1442.
59. *Гарецкий, Р. Г.* Листрические разломы в Припятском палеорифте / Р. Г. Гарецкий, С. В. Клушин // Геотектоника. – 1989. – № 1. – С. 48–60.
60. *Гарецкий, Р. Г.* Модель строения литосферы по Центрально-Белорусскому геотрансекту / Р. Г. Гарецкий // Докл. НАН Беларуси. – 1999. – Т. 43, № 1. – С. 88–91.
61. *Гарецкий, Р. Г.* Особенности глубинного строения и палеогеодинамика Припятского прогиба / Р. Г. Гарецкий, С. В. Клушин // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы. – Минск: ИГН АН Беларуси, 1994. – С. 20–40.
62. *Гарецкий, Р. Г.* Палеорельеф подсолевого ложа областей галокинеза / Р. Г. Гарецкий, В. С. Конищев // Палеогеоморфологические методы в нефтяной геологии: тр. ВНИГНИ. – М., 1980. – Вып. 216. – С. 21–30.
63. *Гарецкий, Р. Г.* Развитие представлений о положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы / Р. Г. Гарецкий, Г. В. Зиновенко // Изучение осадочной толщи и кристаллического фундамента территории Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1984. – С. 6–28.
64. *Гарецкий, Р. Г.* Юго-западная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона / Р. Г. Гарецкий // Бюл. МОИП. Отд. геологии. – 2001. – Т. 76, вып. 5. – С. 9–13.
65. Геодинамика Припятского палеорифта и его обрамления / Р. Е. Айзберг [и др.] // Рифтогены и полезные ископаемые. – М.: Наука, 1991. – С. 23–30.
66. Геодинамическая модель Припятского палеорифтового бассейна / Р. Е. Айзберг [и др.] // Геофиз. журн. – 1991. – Т. 13, № 3. – С. 17–29.
67. Геодинамические условия проявления позднедевонского магматизма Припятской зоны рифтогенеза / Р. Е. Айзберг [и др.] // Отечеств. геология. – 2001. – № 3. – С. 61–65.
68. Геология Беларуси / под ред. А. С. Махнача [и др.]. – Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. – 815 с.
69. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / под ред. В. К. Гавриша. – Киев: Наук. думка, 1989. – 208 с.
70. Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы: К 70-летию БелНИГРИ / З. Л. Пожнякевич [и др.]. – Минск: Беларус. навука, 1997. – 696 с.
71. Геолого-геофизический разрез вдоль Кубанского профиля / А. Г. Шемпелев [и др.] // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: материалы XXXVI Тектон. совещ.: в 2 т. – М.: ГЕОС, 2003. – Т. 2. – С. 301–305.
72. Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона / Г. И. Каратаев [и др.]. – Минск: Навука і тэхніка, 1993. – 188 с.
73. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси / Р. Г. Гарецкий [и др.]. – Минск: ИГН НАН Беларуси, 2002. – 166 с.
74. *Гзовский, М. В.* Основы тектонофизики / М. В. Гзовский. – М.: Недра, 1975. – 536 с.
75. *Гладких, В. С.* Низкокальциевые толеиты континентов: геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия / В. С. Гладких, Г. С. Гусев // Геотектоника. – 1993. – № 5. – С. 44–60.
76. Глубинное строение и геодинамика Припятского палеорифта / Р. Е. Айзберг [и др.] // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. – М.: Наука, 1987. – С. 200–212.
77. Глубинные исследования по профилю DOBRE / С. Н. Стомба [и др.] // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. – С. 328–332.
78. *Голубцов, В. К.* К стратиграфии саргаевских и семилукских отложений Припятской впадины / В. К. Голубцов // Проблемы региональной геологии Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1974. – С. 77–113.
79. *Голубцов, В. К.* Палеогеография и фации живецких отложений Белоруссии в свете новых данных / В. К. Голубцов, И. И. Урьев, А. П. Анпилогов // Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. – Минск: Наука и техника, 1979. – С. 69–82.
80. *Голубцов, В. К.* Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое / В. К. Голубцов, А. С. Махнач. – Минск: Изд-во АН БССР, 1961. – 183 с.
81. *Гончаров, М. А.* Конвективный механизм перехода от пассивного к активному рифтогенезу / М. А. Гончаров // Фундаментальные проблемы геотектоники: в 2 т. – М.: ГЕОС, 2007. – Т. 1. – С. 195–198.

82. *Гоньшакова, В. И.* Особенности проявления щелочно-ультраосновного – щелочно-базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии / В. И. Гоньшакова, В. П. Корзун // *Кора и верхняя мантия Земли*. – М.: Наука, 1968. – С. 156–168.
83. *Горелик, З. А.* Особенности условий залегания и распространения межсолевых отложений в Припятской впадине / З. А. Горелик, Ф. Ш. Шаяхметов, В. Б. Окушко // *Проблемы региональной геологии Белоруссии*. – Минск: Наука и техника, 1974. – С. 192–205.
84. *Грачев, А. Ф.* Термическая модель пострифтового опускания / А. Ф. Грачев, В. В. Николайчик // *Докл. АН СССР*. – 1985. – Т. 283, № 6. – С. 1439–1442.
85. *Грибик, Я. Г.* Связь нефтеносности Припятского прогиба с глубинным геологическим строением / Я. Г. Грибик // *Докл. НАН Беларуси*. – 2004. – Т. 48, № 5. – С. 86–91.
86. *Девонская межсолевая толща Припятской впадины* / А. С. Махнач [и др.]. – Минск: Наука и техника, 1981. – 220 с.
87. *Девонские соленосные формации Припятского прогиба* / Р. Г. Гарецкий [и др.]. – Минск: Наука и техника, 1982. – 207 с.
88. *Деформация горных пород. Земля: введ. в общ. геологию: в 2 т.* / Дж. Ферхуген [и др.]. – М.: Мир, 1974. – Т. 2. – 448 с.
89. *Диатремы Беларуси (петрологическая специализация, перспективы алмазности)* / Н. В. Веретенников [и др.] // *Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы: тез. докл. науч.-техн. конф.* – Минск, 1997. – С. 101–102.
90. *Древние рифтоподобные структуры Украинского щита и их металлогеническое значение* / З. А. Крутиховская [и др.] // *Геофиз. журн.* – 1986. – Т. 8, № 2. – С. 3–17.
91. *Егорова, Т. П.* Гравитационное моделирование и плотностные модели. Проект Georift: глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкой впадины и вала Карпинского / Т. П. Егорова, В. И. Старостенко // *Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE*. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. – С. 333–336.
92. *Ерошина, Д. М.* Особенности строения и состава нижней соленосной толщи Припятской впадины / Д. М. Ерошина, Э. А. Высоцкий // *Полезные ископаемые Белоруссии*. – Минск: БелНИГРИ, 1975. – С. 128–139.
93. *Ерошина, Д. М.* Палеотектоника Припятского прогиба в конце франского века / Д. М. Ерошина // *Докл. АН БССР*. – 1981. – Т. 25, № 2. – С. 167–170.
94. *Зингерман, А. Я.* О девонских и каменноугольных отложениях юго-западной части Припятской впадины / А. Я. Зингерман, Г. И. Кедо // *Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии*. – Рига: Зинатне, 1969. – С. 217–240.
95. *Зиновенко, Г. В.* Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий / Г. В. Зиновенко. – Минск: Наука и техника, 1986. – 215 с.
96. *Зиновенко, Г. В.* Геодинамика и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г. В. Зиновенко // *Литасфера*. – 2000. – № 1 (14). – С. 5–12.
97. *Зиновенко, Г. В.* Основные закономерности размещения вулканогенно-осадочных толщ на территории Подляско-Брестской впадины / Г. В. Зиновенко // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1976. – № 3. – С. 61–66.
98. *Зиновенко, Г. В.* Палеоокеан Япетус и корреляция геологических событий на западе Восточно-Европейской платформы / Г. В. Зиновенко // *Литосфера*. – 1994. – № 1. – С. 107–118.
99. *Зоненшайн, Л. П.* Палеогеодинамика / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин. – М.: Наука, 1993. – 190 с.
100. *Зоненшайн, Л. П.* Структура Байкальского рифта / Л. П. Зоненшайн, А. Я. Гольмшток, Д. Хатчинсон // *Геотектоника*. – 1992. – № 5. – С. 63–77.
101. *Зоненшайн, Л. П.* Тектоника литосферных плит СССР: в 2 кн. / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натопов. – М.: Недра, 1990. – Кн. 1. – 328 с.; Кн. 2. – 334 с.
102. *Ильченко, Т. В.* Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого палеорифта (по данным ГСЗ) / Т. В. Ильченко // *Геофиз. журн.* – 1997. – Т. 19, № 3. – С. 69–81.
103. *Карабанов, А. К.* Неотектоника и неогеогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы / А. К. Карабанов, Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг. – Минск: Беларус. навука, 2009. – 258 с.
104. *Карабанов, А. К.* Неотектонические структуры / А. К. Карабанов, Э. А. Левков / *Геология Беларуси*. – Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. – С. 573–577.
105. *Кислик, В. З.* Тектоническое развитие Припятской впадины во время соленакопления / В. З. Кислик, Э. А. Высоцкий // *Проблемы тектоники территории БССР и смежных районов*. – Минск: БелНИГРИ, 1974. – С. 136–143.
106. *Конищев, В. С.* Взаимосвязь интенсивности проявления соляной тектоники в верхнефаменской соленосной толще с распространением фаций и мощностей межсолевых отложений Припятского прогиба / В. С. Конищев // *Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики*. – Минск: Наука и техника, 1977. – С. 121–131.
107. *Конищев, В. С.* Геодинамические условия формирования и основные этапы развития Припятско-Донецкого палеорифта / В. С. Конищев // *Литасфера*. – 1998. – № 8. – С. 91–96.
108. *Конищев, В. С.* История развития разломов Припятского прогиба / В. С. Конищев // *Разломы Белоруссии и Прибалтики*. – Минск: РИСО АН БССР, 1974. – С. 46–54.
109. *Конищев, В. С.* Конседиментационные разломы Припятской впадины / В. С. Конищев, В. Н. Макаревич // *Проблемы тектоники территории БССР и смежных районов*. – Минск, 1974. – С. 82–89.

110. *Конищев, В. С.* О роли разломов в глубинной тектонике Припятского прогиба / В. С. Конищев // Проблемы тектоники Припятского прогиба. – Минск: Наука и техника, 1974. – С. 209–213.
111. *Конищев, В. С.* Об условиях формирования соленосных формаций / В. С. Конищев, Ю. И. Лупинович, В. Н. Макаревич // Докл. АН БССР. – 1973. – Т. 17, № 6. – С. 549–552.
112. *Конищев, В. С.* Погребенный эрозионный рельеф в межсолевых отложениях Припятского прогиба / В. С. Конищев // Докл. АН БССР. – 1978. – Т. 22, № 2. – С. 176–178.
113. *Конищев, В. С.* Соляная тектоника Припятского прогиба / В. С. Конищев. – Минск: Наука и техника, 1975. – 150 с.
114. *Конищев, В. С.* Тектонический режим Припятского прогиба и скорости осадконакопления / В. С. Конищев // Докл. НАН Беларуси. – 1999. – Т. 43, № 1. – С. 95–98.
115. *Конищев, В. С.* Условия формирования и соотношения с разломами палеоврезов и палеосрезов в межсолевых отложениях Припятского прогиба и Северо-Припятского плеча / В. С. Конищев, А. М. Ковхуто, С. В. Клушин // Докл. АН Беларуси. – 1995. – Т. 39, № 4. – С. 95–98.
116. *Копп, М. Л.* Альпийские деформации Донбасса: периодичность, характер напряжений и их вероятные источники / М. Л. Копп, В. А. Корчемагин, А. А. Колесниченко // Геотектоника. – 2010. – № 5. – С. 41–60.
117. *Корзун, В. П.* Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятского прогиба / В. П. Корзун // Проблемы тектоники Припятского прогиба. – Минск: Наука и техника, 1974. – С. 178–183.
118. *Корзун, В. П.* Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины / В. П. Корзун, А. С. Махнач. – Минск: Наука и техника, 1977. – 154 с.
119. *Корзун, В. П.* Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г. Гомеля / В. П. Корзун // Докл. АН БССР. – 1982. – Т. 26, № 9. – С. 831–834.
120. *Корзун, В. П.* О возможной кимберлитонности вулканогенного комплекса девона Припятской впадины / В. П. Корзун // Докл. АН БССР. – 1976. – Т. 20, № 10. – С. 924–927.
121. *Короновский, Н. В.* Концепция глубинных разломов и тектоника плит / Н. В. Короновский, М. Г. Ломизе // Фундаментальные проблемы общей тектоники. – М.: Науч. мир, 2001. – С. 344–373.
122. *Космотектоническая карта территории Украины и ее прогнозное значение / С. С. Быстревская [и др.] // Геол. журн. – 1985. – Т. 45, № 6. – С. 18–24.*
123. *Кручек, С. А.* Детальная стратиграфия девонских отложений Жлобинской седловины и сопредельных районов в связи с поисками полезных ископаемых / С. А. Кручек, Т. Г. Обуховская // Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы. – Минск: БелНИГРИ, 1997. – С. 19–21.
124. *Кручек, С. А.* Нижнефаменские межсолевые отложения Припятского прогиба: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / С. А. Кручек. – Минск, 1975. – 30 с.
125. *Кудельский, А. В.* Газовый режим Припятского прогиба / А. В. Кудельский, В. М. Бурак. – Минск: Наука и техника, 1982. – С. 153–169.
126. *Кудельский, А. В.* Литогенез, проблемы гидрогеохимии и энергетики нефтегазоносных бассейнов / А. В. Кудельский // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 5. – С. 101–116.
127. *Кудельский, А. В.* Нефтегазовый потенциал Припятского прогиба в соответствии с концепцией высокотемпературного генезиса и миграции углеводородов / А. В. Кудельский, Я. Г. Грибик // Стратегия развития нефтедобывающей промышленности Республики Беларусь на 2000–2015 годы. – Гомель, 1999. – С. 100–110.
128. *Кузьменкова, О. Ф.* Геохимия трапповой формации венда Беларуси: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / О. Ф. Кузьменкова. – Минск, 2009. – 22 с.
129. *Кузьменкова, О. Ф.* Сравнение неопротерозойской Вольно-Брестской магматической провинции с крупными провинциями континентальных платобазальтов мира, природа низко-высокотитанистого базитового магматизма / О. Ф. Кузьменкова, А. А. Носова, Л. В. Шумлянский // Літасфера. – 2010. – № 2 (33). – С. 3–16.
130. *Кьюррей, Д. Б.* Образование грабенов на соляных куполах в условиях современного проявления процессов осадконакопления и деформации / Д. Б. Кьюррей // Вопросы экспериментальной тектоники. – М.: Изд-во иностр. лит., 1957. – С. 137–150.
131. *Левков, Э. А.* О влиянии покровных материковых оледенений на гидрогеологические процессы в Припятской впадине / Э. А. Левков, А. П. Лавров // Докл. АН БССР. – 1974. – Т. 18, № 10. – С. 921–924.
132. *Леонов, М. Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента / М. Г. Леонов // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 3–20.
133. *Леонов, Ю. Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы, решения / Ю. Г. Леонов // Геотектоника. – 2001. – № 2. – С. 3–16.
134. *Леонов, Ю. Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника / Ю. Г. Леонов // Геотектоника. – 1995. – № 6. – С. 3–21.
135. *Леонов, Ю. Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры / Ю. Г. Леонов // Геотектоника. – 1991. – № 28. – С. 3–20.
136. *Леонов, Ю. Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях / Ю. Г. Леонов // Геотектоника. – 1997. – № 4. – С. 24–41.
137. *Леонов, Ю. Г.* Характерные особенности строения и развития некоторых типов осадочных бассейнов / Ю. Г. Леонов // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М.: Науч. мир, 2004. – С. 38–60.
138. *Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью / А. С. Махнач [и др.]. – Минск: Наука и техника, 1966. – 316 с.*

139. Литосфера Украинского щита и Припятской впадины региона Eurobridge'97 по данным гравитационного моделирования / Т. П. Егорова [и др.] // Геофиз. журн. – 2003. – № 4. – С. 26–38.
140. *Лифшиц, С. Х.* О возможности преобразования органического вещества осадочных пород в потоке глубинных флюидов / С. Х. Лифшиц // Современное состояние наук о Земле: материалы Междунар. конф., посвящ. памяти В. Е. Хаина. – М.: Изд-во Геофак МГУ, 2011. – С. 1148–1149.
141. *Лобковский, Л. И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит / Л. И. Лобковский. – М.: Наука, 1988. – 251 с.
142. *Лукин, А. Е.* Литогеодинимические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах / А. Е. Лукин. – Киев: Наук. думка, 1997. – 219 с.
143. *Лукинов, В. И.* О происхождении срединных выступов фундамента в авлакогенах / В. И. Лукинов // Геотектоника. – 1974. – № 6. – С. 49–62.
144. *Лукьянов, А. В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры / А. В. Лукьянов. – М.: Наука, 1965. – 212 с.
145. *Лупинович, Ю. И.* О знаках ряби в каменной соли второго калийного горизонта Старобинского месторождения / Ю. И. Лупинович, В. З. Кислик // Литология и полезные ископаемые. – 1965. – № 2. – С. 174–176.
146. *Ляшкевич, З. М.* Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта / З. М. Ляшкевич. – Киев: Наук. думка, 1987. – 176 с.
147. Магнитная модель литосферы Европы / И. К. Пашкевич [и др.]. – Киев: Наук. думка, 1990. – 166 с.
148. *Махнач, А. С.* Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии / А. С. Махнач, Н. В. Веретенников. – Минск: Наука и техника, 1970. – 236 с.
149. *Махнач, А. С.* Литолого-фациальная характеристика верхнепротерозойских отложений Припятской впадины / А. С. Махнач, Н. В. Веретенников, В. И. Шкуратов // Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. – Минск: Наука и техника, 1979. – С. 5–38.
150. *Мигурский, А. В.* Зоны разломов – естественные насосы природных флюидов / А. В. Мигурский, В. С. Старосельцев // Отечеств. геология. – 2000. – № 1. – С. 56–59.
151. *Милановский, Е. Е.* Геология СССР / Е. Е. Милановский. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 416 с.
152. *Михайлов, Н. Д.* Изотопный состав Sr- и Nd-щелочных магматических пород девона Беларуси / Н. Д. Михайлов, А. Г. Лапцевич, Н. В. Владыкин // Літасфера. – 2011. – № 2 (35). – С. 113–122.
153. *Михайлов, Н. Д.* Петрографическая характеристика девонского щелочного магматизма Северо-Припятского плеча / Н. Д. Михайлов, А. Г. Лапцевич // Літасфера. – 2012. – № 1 (36). – С. 58–68.
154. *Михайлов, Н. Д.* Петрографические особенности магматических образований Гомельской структурной перемычки / Н. Д. Михайлов, А. Г. Лапцевич // Літасфера. – 2011. – № 1 (34). – С. 94–102.
155. *Монкевич, К. Н.* Пермские и триасовые отложения Припятского прогиба / К. Н. Монкевич. – Минск: Наука и техника, 1976. – 102 с.
156. *Москвич, В. А.* Морфогенетические типы зон отсутствия межсолевых отложений Припятского прогиба и перспективы их нефтегазоносности / В. А. Москвич // Тектонические исследования в Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1983. – С. 78–92.
157. *Москвич, В. А.* Тектонические закономерности образования карбонатных формаций древних платформ / В. А. Москвич. – Минск: Наука и техника, 1990. – 199 с.
158. *Муди, Дж. Д.* Сдвиговая тектоника / Дж. Д. Муди, М. Дж. Хилл // Вопросы современной зарубежной тектоники. – М.: Иностран. лит., 1960. – С. 265–333.
159. *Муравьев, В. И.* Минеральные парагенезисы глауконитово-кремнистых формаций / В. И. Муравьев. – М.: Наука, 1983. – 208 с.
160. *Муратов, М. В.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы / М. В. Муратов, М. Ф. Микунов, Е. С. Чернова // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1962. – № 11. – С. 3–35.
161. *Наливайко, В. Ф.* Особенности поля напряжений земной коры в пределах северных отрогов Украинского щита (по данным замеров тектонической трещиноватости) / В. Ф. Наливайко // Материалы молодеж. шк.-конф. XXXVII Тектон. совещ. «Эволюция тектонических процессов в истории Земли». – М.: ГЕОС, 2004. – С. 202–205.
162. *Недошовенко, А. И.* Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины / А. И. Недошовенко, В. К. Гавриш, Л. И. Рябчун // Глубинное строение и тектоническое развитие. – Киев: Наук. думка, 1989. – С. 98–103.
163. Нефтегазогеологическое районирование Беларуси / Р. Е. Айзберг [и др.] // Стратегия развития нефтедобывающей промышленности Республики Беларусь на 2000–2015 годы. – Гомель, 1999. – С. 48–58.
164. *Никишин, А. М.* Внутриплитные и окраинно-плитные процессы: тектонические обстановки и вопросы геодинамики / А. М. Никишин // Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л. И. Лобковский, А. М. Никишин, В. Е. Хаин. – М.: Науч. мир, 2004. – С. 107–261.
165. *Николаев, В. Г.* Стадийность развития внутриконтинентальных рифтов / В. Г. Николаев // Бюл. МОИП. Отд. геологии. – 2001. – Т. 76, вып. 1. – С. 12–17.
166. *Николаев, П. Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений / П. Н. Николаев // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1977. – № 12. – С. 103–115.
167. *Николаев, П. Н.* Методика тектонодинамического анализа / П. Н. Николаев. – М.: Наука, 1992. – 295 с.
168. *Николаевский, В. Н.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры / В. Н. Николаевский, В. И. Шаров // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1985. – № 1. – С. 16–28.

169. Никуленко, Е. Ф. Геохимические закономерности в изменении свойств и состава нефтей Припятского прогиба как основа для прогнозирования их типов и качества: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Е. Ф. Никуленко. – Л., 1978. – 19 с.
170. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы / Р. Г. Гарецкий [и др.] // Геотектоника. – 1999. – № 5. – С. 3–14.
171. Новые данные о механизме формирования Молоковского бассейна Русской плиты / Н. П. Чамов [и др.] // Геотектоника. – 2002. – № 3. – С. 9–21.
172. О диссимметрии пространственного развития Припятского прогиба / Р. Е. Айзберг [и др.] // Докл. АН БССР. – 1976. – Т. 20, № 2. – С. 154–157.
173. О новом типе соленосных отложений Припятского прогиба / В. З. Кислик [и др.] // Докл. АН БССР. – 1985. – Т. 29, № 9. – С. 842–844.
174. О тектонике Оршанской впадины и ее соотношении со структурой фундамента / Р. Е. Айзберг [и др.] // Докл. НАН Беларуси. – 2004. – Т. 48, № 4. – С. 89–91.
175. Обровец, С. М. Литология терригенных, карбонатных и сульфатных отложений верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / С. М. Обровец. – Минск, 1983. – 22 с.
176. Обуховская, В. Ю. Стратиграфия франских отложений восточной части Северо-Припятского плеча и сопредельных структур / В. Ю. Обуховская, Т. Ф. Савченко, С. А. Кручек // Літасфера. – 2007. – № 4. – С. 29–39.
177. Ольсзак, Г. О некоторых тектоно-физических взаимосвязях между процессами сжатия и растяжения внутриконтинентальных областей / Г. Ольсзак // Тектоника плит и полезные ископаемые. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С. 73–88.
178. Опорные скважины СССР. Опорная скважина № 2 Оршанской впадины / В. Я. Бессонова [и др.]. – Минск, 1972. – 220 с.
179. Отражение глубинного строения Припятского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла / Р. Г. Гарецкий [и др.] // Сов. геология. – 1990. – № 3. – С. 93–98.
180. Оценка алмазности территории Беларуси / Е. А. Никитин [и др.] // Проблемы алмазности Беларуси. – Минск: БелНИГРИ, 1999. – С. 24–33.
181. Палеогеография юго-западного края Восточно-Европейской платформы в девонский период / В. К. Голубцов [и др.] // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 23–43.
182. Палеотектоника Беларуси / под ред. Р. Г. Гарецкого. – Минск: Наука и техника, 1983. – 182 с.
183. Пархомов, М. Д. Гидрогеотермический режим Припятского прогиба: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / М. Д. Пархомов. – Минск, 1987. – 20 с.
184. Паталаха, Е. И. Трассы краевых прогибов юго-запада Восточно-Европейской платформы: модель краевого прогиба как углеводородоносной структуры и ее приложение / Е. И. Паталаха, Г. Л. Трофименко // Геол. журн. – 1999. – № 3. – С. 26–34.
185. Пашкевич, И. К. Аномальное магнитное поле в зоне сочленения Фенноскандии и Сарматии / И. К. Пашкевич // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. – С. 268–271.
186. Петрова, Н. С. Новые данные о распространенности вулканокластических пород в отложениях верхнефаменской калиеносной субформации Припятского прогиба / Н. С. Петрова, Р. К. Шабловская // Докл. АН БССР. – 1986. – Т. 30, № 5. – С. 464–467.
187. Петрова, Н. С. Седиментологические аспекты эволюции эвапоритовых бассейнов Припятского палеорифта / Н. С. Петрова, Э. А. Высоцкий // Літасфера. – 1998. – № 8. – С. 62–69.
188. Печерников, В. В. Причины неравномерного размещения нефтяных месторождений на территории Припятской впадины / В. В. Печерников, И. М. Шахновский // Геология нефти и газа. – 1983. – № 9. – С. 31–35.
189. Полезные ископаемые Беларуси / редкол.: П. З. Хомич [и др.]. – Минск: Адукацыя і выхаванне, 2002. – 528 с.
190. Природа и эволюция листрических разломов / Е. И. Паталаха [и др.] // Геотектоника. – 1990. – № 4. – С. 23–37.
191. Проблема додевонского рифтогенеза в Днепровско-Донецком авлакогене / А. Е. Лукин [и др.] // Геотектоника. – 1992. – № 2. – С. 30–46.
192. Работы методом глубинного сейсмического зондирования по профилю DOBRE / М. Град [и др.] // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. – С. 321–327.
193. Развитие, взаимосвязь и закономерности нефтегазоносности составных элементов западного сегмента Сарматско-Туранского линейного / Ю. А. Арсирий [и др.] // Рифтогенез и нефтегазоносность. – М.: Наука, 1993. – С. 65–76.
194. Разломы земной коры Беларуси / под ред. Р. Е. Айзберга. – Минск: Красико-Принт, 2007. – 371 с.
195. Разницын, В. А. Днепровско-Донецкий авлакоген / В. А. Разницын // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 221, № 4. – С. 928–931.
196. Рамберг, И. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов / И. Рамберг, П. Морган // Тектоника: материалы 27-го Междунар. геол. конгр. – М., 1984. – Т. 7. – С. 78–109.
197. Раст, Х. Связи между палеовулканизмом и внутриплитовой тектоникой в фанерозое / Х. Раст // Тектоника плит и полезные ископаемые. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С. 65–72.

198. *Расцветаев, Л. М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация / Л. М. Расцветаев // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. – М.: Наука, 1980. – С. 145–200.
199. Региональное сейсмопрофилирование МОГТ в Оршанской впадине / И. Д. Кудрявец [и др.] // Докл. НАН Беларуси. – 2003. – Т. 47, № 6. – С. 108–112.
200. Рифтогенез и нефтегазоносность юго-западного края Восточно-Европейской платформы и ее обрамления / В. В. Глушко [и др.] // Рифтогенез и полезные ископаемые. – М.: Наука, 1991. – С. 15–23.
201. *Рихтер, Я. А.* К вопросу о глубинном строении и природе кряжа Карпинского / А. Я. Рихтер // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектон. совещ.: в 2 т. – М.: ГЕОС, 2010. – Т. 2. – С. 198–202.
202. *Рынский, М. А.* Тектонические и термогидродинамические особенности формирования нефтяных месторождений Припятского прогиба / М. А. Рынский // Проблемы тектоники Припятского прогиба: тез. I Белорус. респ. тектон. совещ. – Минск, 1972. – С. 31–33.
203. *Сейферт, К. К.* Тектоника плит, мантийные плюмы и образование магм: в 3 т. / К. К. Сейферт // Структурная геология и тектоника плит. – М.: Мир, 1991. – Т. 3. – С. 72–156.
204. *Синичка, А. М.* Оценка ловушек, экранированных разрывными нарушениями (на примере подсолового комплекса девона Припятского прогиба) / А. М. Синичка, Л. М. Ланкуть // Геология нефти и газа. – 1980. – № 2. – С. 14–21.
205. *Соколов, Б. А.* Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр / Б. А. Соколов. – М.: Недра, 1985. – 168 с.
206. *Соллогуб, В. Б.* Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов / В. Б. Соллогуб, М. И. Бородулин, А. В. Чекунов // Геол. журн. – 1977. – № 2. – С. 23–31.
207. *Соллогуб, В. Б.* Литосфера Украины / В. Б. Соллогуб. – Киев: Наук. думка, 1986. – 184 с.
208. *Старчик, Т. А.* Влияние листрической тектоники на палеорельеф и седиментогенез ранне-среднефаменского бассейна Припятского прогиба / Т. А. Старчик, С. М. Обровец // Літасфера. – 2002. – № 1. – С. 81–88.
209. *Старчик, Т. А.* Динамические признаки синрифтовых горизонтальных и вертикальных дислокаций Припятского палеорифта / Т. А. Старчик, Р. Е. Айзберг // Літасфера. – 1997. – № 6. – С. 48–65.
210. *Старчик, Т. А.* Об особенностях формирования Хойникского погребенного выступа / Т. А. Старчик, Т. Н. Гузанова // Новые данные по тектонике, стратиграфии и вещественному составу осадочных образований БССР. – Минск: БелНИГРИ, 1982. – С. 29–36.
211. *Старчик, Т. А.* Опыт количественной оценки некомпенсированного прогибания Припятского прогиба / Т. А. Старчик // Докл. АН БССР. – 1980. – Т. 24, № 7. – С. 637–640.
212. *Старчик, Т. А.* Особенности развития главных тектонических зон Припятского прогиба в девоне: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Т. А. Старчик. – Минск, 1985. – 26 с.
213. *Старчик, Т. А.* Особенности формирования границ Припятского палеорифтового бассейна / Т. А. Старчик // Докл. НАН Беларуси. – 2001. – Т. 45, № 4. – С. 83–86.
214. *Старчик, Т. А.* Отражение листрической природы разломов Припятского прогиба в структуре синрифтового комплекса / Т. А. Старчик, Р. Е. Айзберг // Докл. НАН Беларуси. – 2001. – Т. 45, № 6. – С. 97–100.
215. *Старчик, Т. А.* Позднедевонская геодинамика западного замыкания Припятского палеорифта / Т. А. Старчик // Докл. НАН Беларуси. – 2000. – Т. 44, № 6. – С. 84–87.
216. *Старчик, Т. А.* Проявление «пассивного» механизма растяжения в процессе формирования Припятского рифта / Т. А. Старчик, Р. Е. Айзберг // Докл. НАН Беларуси. – 2004. – Т. 48, № 6. – С. 78–81.
217. *Старчик, Т. А.* Реконструкция синрифтовых напряжений Припятского прогиба / Т. А. Старчик, Р. Е. Айзберг // Літасфера. – 1995. – № 3. – С. 98–104.
218. *Старчик, Т. А.* Роль разломов в формировании подсоловых залежей нефти Припятского прогиба / Т. А. Старчик // Докл. НАН Беларуси. – 1999. – Т. 43, № 1. – С. 92–94.
219. *Старчик, Т. А.* Синрифтовое поле напряжений Брагинско-Лоевской седловины / Т. А. Старчик // Докл. НАН Беларуси. – 1999. – Т. 43, № 6. – С. 98–101.
220. *Стовба, С. Н.* Позднедевонское растяжение земной коры как одна из причин формирования неоднородностей в кристаллических породах бортовых частей Днепровско-Донецкой впадины / С. Н. Стовба, Ю. П. Майстренко // Геофиз. журн. – 2001. – Т. 23, № 6. – С. 67–74.
221. *Стовба, С. Н.* Сравнительный анализ строения и формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения / С. Н. Стовба, Р. А. Стифенсон // Геофиз. журн. – 2000. – Т. 22, № 4. – С. 37–61.
222. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. – 736 с.
223. Строение кряжа Карпинского / Ю. А. Волож [и др.] // Геотектоника. – 1999. – № 1. – С. 28–43.
224. Тектоника Белоруссии / под ред. акад. Р. Г. Гарецкого. – Минск: Наука и техника, 1976. – 198 с.
225. Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / под ред. Р. Г. Гарецкого. – Минск: Наука и техника, 1990. – 182 с.
226. Тектоника нефтеносных комплексов Припятского палеорифта и ее связь с глубинным строением земной коры / Р. Е. Айзберг [и др.] // Сов. геология. – 1988. – № 12. – С. 3–14.
227. Тектоника Припятского прогиба / под ред. Р. Г. Гарецкого. – Минск: Наука и техника, 1979. – 176 с.

228. Тектоническая карта Белоруссии и сопредельных территорий масштаба 1 : 5 000 000 / гл. ред. Р. Г. Гарецкий. – М.: ГУГК, 1976.
229. *Тёркот, Д.* Геодинамика: геологическое приложение физики сплошных сред: в 2 ч. / Д. Тёркот, Дж. Шуберт. – М.: Мир, 1985. – Ч. 1. – 376 с.
230. *Толстошеев, В. И.* Надсолевые девонские и каменноугольные отложения Припятского прогиба / В. И. Толстошеев. – Минск: Наука и техника, 1988. – 150 с.
231. Тэктоніка Паўночна-Прыпяцкага пляча / Р. Г. Гарэцкі [і інш.] // Літасфера. – 1997. – № 6. – С. 34–48.
232. *Урьев, И. И.* Литолого-фациальные зоны задонско-елецкого межсолевого комплекса Припятской впадины / И. И. Урьев, С. А. Кручек // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1975. – С. 124–135.
233. *Урьев, И. И.* Перерывы в осадконакоплении карбонатных межсолевых нижнефаменских отложений северной части Припятской впадины / И. И. Урьев, К. М. Обморышев, В. П. Корзун // Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. – Минск: Наука и техника, 1970. – С. 148–161.
234. *Урьев, И. И.* Подсолевой девон Припятской впадины / И. И. Урьев, А. П. Анпилогов. – Минск: Наука и техника, 1977. – 150 с.
235. *Феоктистов, В. П.* Металлогения осадочных бассейнов / В. П. Феоктистов, А. К. Иогансон, А. Г. Неклюдов // Осадочные бассейны России. – СПб., 1997. – Вып. 3. – 75 с.
236. Формации герцинского комплекса Припятского прогиба и палеотектонические условия их накопления / Р. Е. Айзберг [и др.] // Проблемы тектоники Припятского прогиба. – Минск: Наука и техника, 1974. – С. 117–129.
237. *Хаин, В. Е.* Основные проблемы современной геологии / В. Е. Хаин. – М.: Наука, 1995. – 187 с.
238. *Хаин, В. Е.* Тектоника континентов и океанов / В. Е. Хаин. – М.: Науч. мир, 2001. – 606 с.
239. Характеристика термической истории Восточно-Эльбской части Северо-Западноевропейского бассейна и Днепровско-Донецкой впадины: механизм развития и оценка положения зон нефтегазоаккумуляции / Ю. И. Галушкин [и др.] // Тектоника плит и полезные ископаемые. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. – С. 132–147.
240. *Цыбуля, Л. А.* Тепловой поток и геотермическое районирование западной части Восточно-Европейской платформы / Л. А. Цыбуля // Докл. АН БССР. – 1984. – Т. 28, № 2. – С. 166–169.
241. *Чамов, Н. П.* Строение докембрийского осадочного чехла и верхней части фундамента Среднерусского авлакогена и Оршанской впадины (Восточно-Европейская платформа) / Н. П. Чамов, В. В. Костылева, А. Ф. Вейс // Литология и полезные ископаемые. – 2010. – № 1. – С. 63–98.
242. *Чекунов, А. В.* К геодинамике Днепровско-Донецкой рифтсинеклизы / А. В. Чекунов // Геофиз. журн. – 1994. – Т. 16, № 3. – С. 3–13.
243. *Чекунов, А. В.* О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена / А. В. Чекунов // Геол. журн. – 1976. – № 1. – С. 123–127.
244. Численное одномерное моделирование тектонического погружения ДДВ в рамках концепции растяжения континентальной литосферы по Мак Кензи / Р. А. Стифенсон [и др.] // Геофиз. журн. – 1997. – Т. 19, № 3. – С. 25–41.
245. *Шередко, В. А.* Геодинамический фактор формирования гравитационных аномалий / В. А. Шередко // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: материалы XXXI Тектон. совещ.: в 2 т. – М., 1998. – Т. 2. – С. 272–274.
246. *Шерман, С. И.* Поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны / С. И. Шерман, Ю. И. Днепровский // Геотектоника. – 1989. – № 2. – С. 101–112.
247. *Шишкин, Е. И.* О возможном механизме формирования Припятского палеорифта (в свете тектонофизической интерпретации условий образования глубинных листрических разломов) / Е. И. Шишкин, Т. Ю. Шишкина // Геотектоника. – 1989. – № 6. – С. 71–80.
248. Шкала геохронологического времени / У. Б. Харленд [и др.]. – М.: Мир, 1985. – 140 с.
249. *Ярошевский, В.* Тектоника разрывов и складок / В. Ярошевский. – М.: Недра, 1981. – 245 с.
250. *Bogdanova, S.* Segments of the East European Craton / S. Bogdanova // EUROPROBE in Jablonna 1991 / Inst. of Geophysics, Polish Acad. of Sciences – European Science Foundation. – Warszawa, 1993. – P. 33–38.
251. *Buck, R. W.* Flexural rotation of normal faults / R. W. Buck // Tectonics. – 1988. – N 7. – P. 959–973.
252. *Dadlez, R.* Przedpole obsaru wyniesionego platformy Wschonieupejskiej. Kaledonski kompleks strukturalny / R. Dadlez // Budowa geologiczna Polski. Tektonika. – Warszawa, 1974. – Cz. 1. – S. 88–99.
253. Density-velocity relationship in the upper lithosphere obtained from P- and S-wave velocity models along the Eurobridge'97 seismic profile and gravity data / E. Kozlovskaya [et al.] // Acta geophysica Polonica. – 2004. – Vol. 52, N 4. – P. 397–424.
254. DOBRE-99: структура земной коры Донбасса вдоль профиля Мариуполь – Беловодск / М. Град [и др.] // Физика Земли. – 2003. – № 6. – С. 33–43.
255. Eurobridge: new insight into geodynamic evolution of the East European Craton / S. Bogdanova [et al.] // Geological Society of London. – 2006. – N 32. – P. 599–625.
256. Eurobridge: Paleoproterozoic Accretion of Fennoscandia and Sarmatia / S. V. Bogdanova [et al.] // Tectonophysics. – 2001. – Vol. 339. – P. 1–237.
257. Geological Atlas of Western and Central Europe (second and completely revised edition by Peter A. Ziegler). – 2nd ed. – The Netherlands, 1990.
258. *Hamilton, W.* Grustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States / W. Hamilton // Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publication. – 1987. – N 28. – P. 155–176.

259. *Ivanov, S. N.* Hydrodynamic zoning of Earth's crust and its significance / S. N. Ivanov, K. S. Ivanov // *Geodynamics*. – 1993. – Vol. 17, N 14. – P. 155–180.
260. *Juhlin, C.* Reappraisal of the deep seismic reflexion profile VIII across the Pripjat Trough / C. Juhlin, R. A. Stephenson, S. Klushin // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 268. – P. 99–108.
261. *Kusznir, N. J.* Synrift evolution of the Pripjat Trough: constraints from structural and stratigraphic modeling / N. J. Kusznir, A. M. Kovkhuto, R. A. Sphephenson // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 268, no. 1/4. – P. 221–236.
262. Late Devonian magmatism in the Pripjat Paleorift: a geodynamic model / R. Y. Aizberg [et al.] // *Geological Quarterly*. – 2001. – Vol. 45, N 4. – P. 349–358.
263. *Morley, C. K.* Extension detachments and sedimentation in continental rifts (with particular reference to East Africa) / C. K. Morley // *Tectonics*. – 1989. – Vol. 8, N 6. – P. 1175–1192.
264. *Pharaoh, T.* Trans-European Suture Zone / Tim Pharaoh // *Lithosphere Dynamics. Europrobe 1996*. – Uppsala, 1996. – P. 41–54.
265. Tectonic map. South-West Border of the East European Platform / Ed. by R. Garetzky. – 1 : 1500 000. – Potsdam, 1983.
266. The DOBREfraction'99 Working Group. DOBREfraction'99 – velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine) / M. Grad [et al.] // *Tektonophysics*. – 2003. – Vol. 371. – P. 81–110.
267. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripjat Trough and Ukrainian Shield along the EURU-BRIDGE'97 profile / H. Thibo [et al.] // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 371. – P. 41–79.
268. *Wernicke, B.* Modes of extensional tectonics / B. Wernicke, B. Burchfiel // *J. Struct. Geol.* – 1982. – Vol. 4. – P. 105–115.
269. *Wernicke, B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere / B. Wernicke // *Can. J. Earth. Sci.* – 1985. – Vol. 22, N 1. – P. 108–125.
270. *Wilson, J. T.* A new class of faults and their bearing on continental drift / J. T. Wilson // *Nature* 207. – 1965. – P. 343–347.
271. *Znosko, Y.* Teisseyre – Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigation / Y. Znosko // *Acta Geol. Polon.* – 1979. – Vol. 29, N 4. – P. 365–382.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| 1. Тектоническая и формационная основа палеогеодинамических реконструкций | 5 |
| 1.1. Эволюционный ряд палеорифтовых бассейнов запада Восточно-Европейской платформы | 5 |
| 1.2. Припятский прогиб: структурные подразделения, особенности пред- и синрифтовых структур | 10 |
| 1.3. Индикационные показатели палеогеодинамических обстановок накопления платформенных формаций ... | 18 |
| 1.3.1. Запад Восточно-Европейской платформы: типизация формаций чехла и индикационных показателей палеогеодинамических обстановок | 18 |
| 1.3.2. Припятский прогиб: герцинский формационный ряд и особенности синрифтовых формаций | 25 |
| 1.3.3. Магматическая формация Припятского прогиба – индикатор геодинамической обстановки внутриконтинентального рифтогенеза..... | 29 |
| 1.4. Припятский прогиб – тектонотип палеорифтового бассейна..... | 36 |
| 2. Реконструкции синрифтовых геодинамических условий | 40 |
| 2.1. Эволюция региональной структуры чехла на пред- и синрифтовой стадиях | 40 |
| 2.2. Динамические факторы начального проявления синрифтовых процессов | 54 |
| 2.2.1. Структурированность земной коры на предрифтовой стадии | 54 |
| 2.2.2. Проявление трансрегиональной сдвиговой тектоники: стартовый механизм рифтогенеза | 56 |
| 2.3. Влияние глубинного синрифтового срыва (детачмента) на процессы рифтообразования | 57 |
| 2.4. Глубинное строение земной коры по данным ГСЗ-МОГТ и сейсмических исследований по проекту «Евробридж» | 59 |
| 2.5. Реконструкция синрифтовых напряжений..... | 64 |
| 2.6. Синрифтовая геодинамика западного центриклинального замыкания рифтового грабена..... | 70 |
| 2.7. Динамические признаки синрифтовых горизонтальных прямолинейных и вращательных движений... .. | 72 |
| 2.8. Отражение листрической природы разломообразования в структуре синрифтовых отложений | 83 |
| 2.9. Проявление механизма растяжения в процессе рифтообразования | 88 |
| 3. Корреляция герцинских геодинамических событий в Припятском и сопредельных бассейнах | 95 |
| 3.1. Особенности формирования сопряженных плечевых поднятий Припятского прогиба..... | 95 |
| 3.2. Влияние окраинно-плитных напряжений на синрифтовую геодинамику Припятского прогиба | 96 |
| 3.3. Герцинская геодинамика бассейнов запада Сарматско-Туранского линеамента: сравнительный анализ..... | 101 |
| 4. Нефтегазоносность Припятского палеорифтового бассейна в аспекте геотермической и геодинамической реконструкций | 112 |
| 4.1. Особенности синрифтовой и современной геотермической напряженности..... | 112 |
| 4.2. Сопряженный анализ геодинамических процессов, разломо- и нефтеобразования | 118 |
| 5. Многофакторная модель рифтогенеза и дискуссионные проблемы герцинской геодинамики Припятского прогиба | 125 |
| Литература | 136 |

Научное издание

Айзберг Роман Ефимович
Старчик Татьяна Александровна

СИНРИФТОВАЯ ГЕОДИНАМИКА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Редактор *Т. Е. Янчук*
Художественный редактор *И. Т. Мохнач*
Технический редактор *О. А. Толстая*
Компьютерная верстка *Ю. А. Агейчик*

Подписано в печать 26.02.2013. Формат 60×84¹/₈. Бумага офсетная. Печать цифровая. Усл. печ. л. 17,21+0,23 вкл.
Уч.-изд. л. 17,0. Тираж 120 экз. Заказ 48.

Издатель и полиграфическое исполнение: Республиканское унитарное предприятие «Издательский дом
«Беларуская навука». ЛИ № 02330/0494405 от 27.03.2009. Ул. Ф. Скорины, 40, 220141, г. Минск.

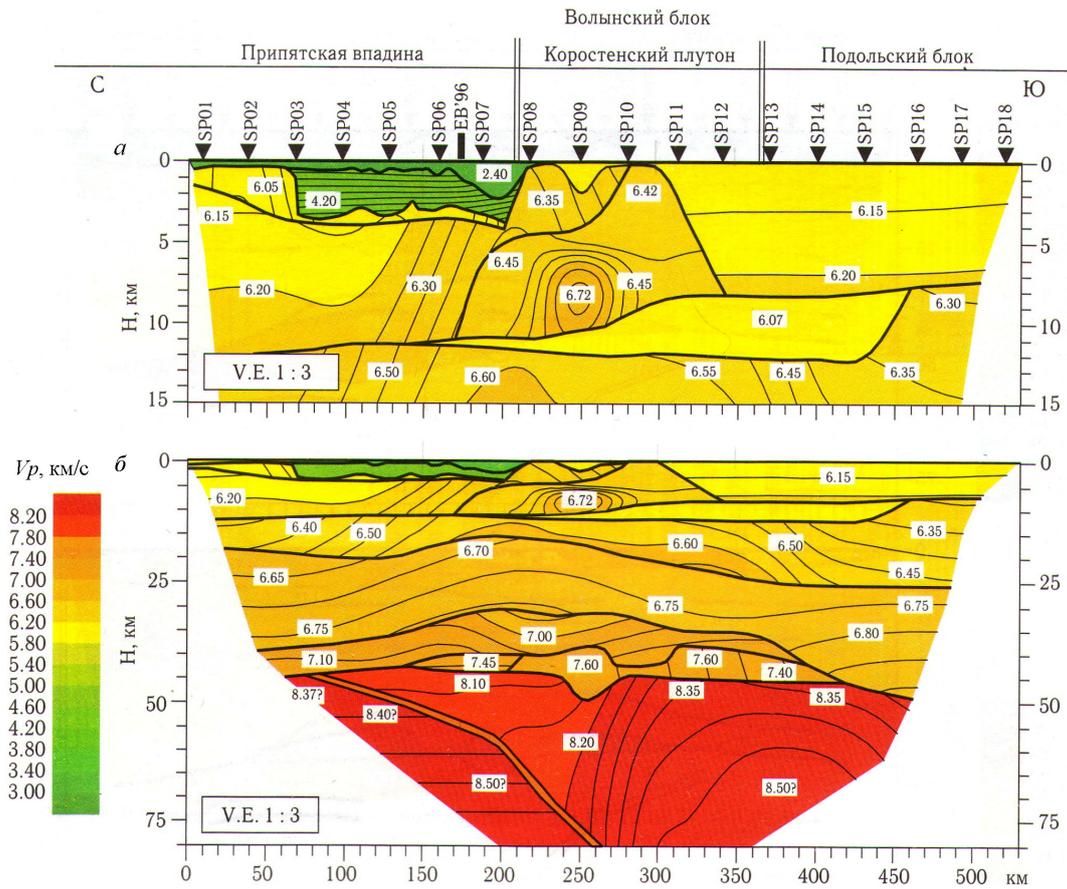


Рис. 2.19. Двумерная модель распределения скоростей продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии и схематическая модель строения литосферы Припятского прогиба (по [267]): толстые линии – главные скоростные границы (поверхности); тонкие – изолинии скоростей продольных волн (км/с), данные в белых квадратах; двойная линия – наклонный отражатель (рефлектор в мантии)

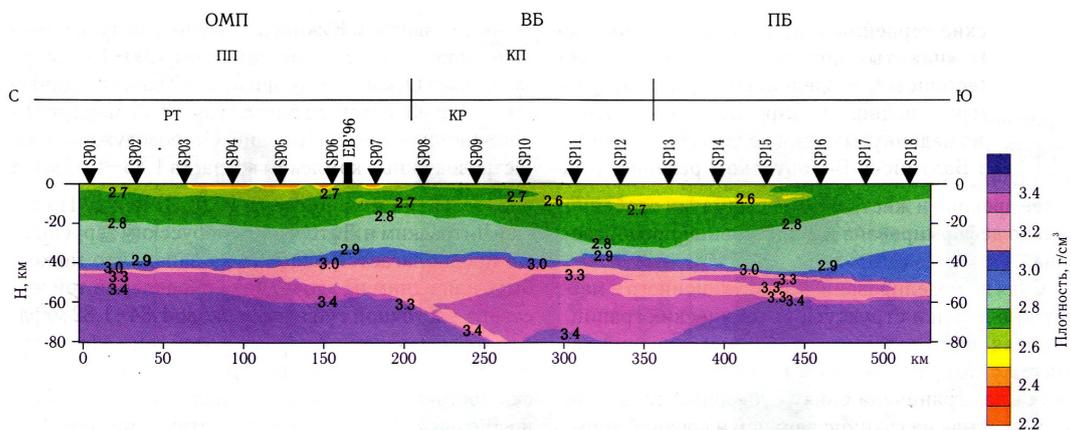


Рис. 2.20. Плотностная модель по профилю Евробридж'97 (авт. С. В. Богданова [36] с привлечением данных [253])

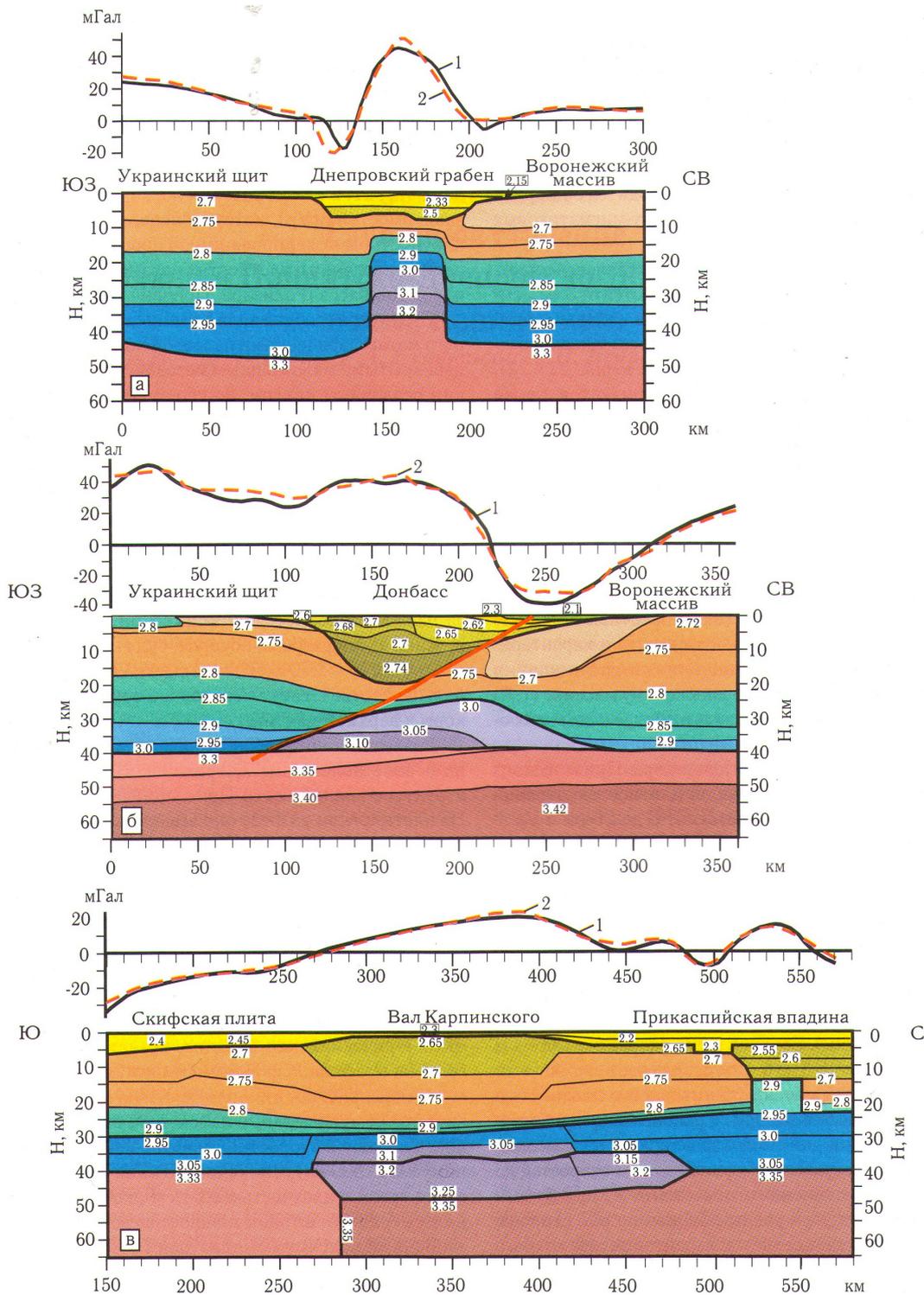


Рис. 3.3. Плотностные модели земной коры и верхней мантии основных сегментов Днепровско-Донецкого рифта и вала Карпинского (сост. Т. П. Егорова, В. И. Старостенко [91] на основе скоростных моделей Т. В. Ильченко [102] и Е. П. Барановой, Н. И. Павленковой [27]: а – Днепровского грабена по профилю Пирятин – Талалаевка; б – Донбасса по профилю DOBRE; в – вала Карпинского по профилю Волгоград – Нахичевань): 1, 2 – гравитационное поле (1 – наблюденное, 2 – расчетное). Утолщенной красной линией на плотностной модели Донбасса (б) выделен наклонный трансковский разлом юго-западного падения, соответствующий разлому по данным ОГТ