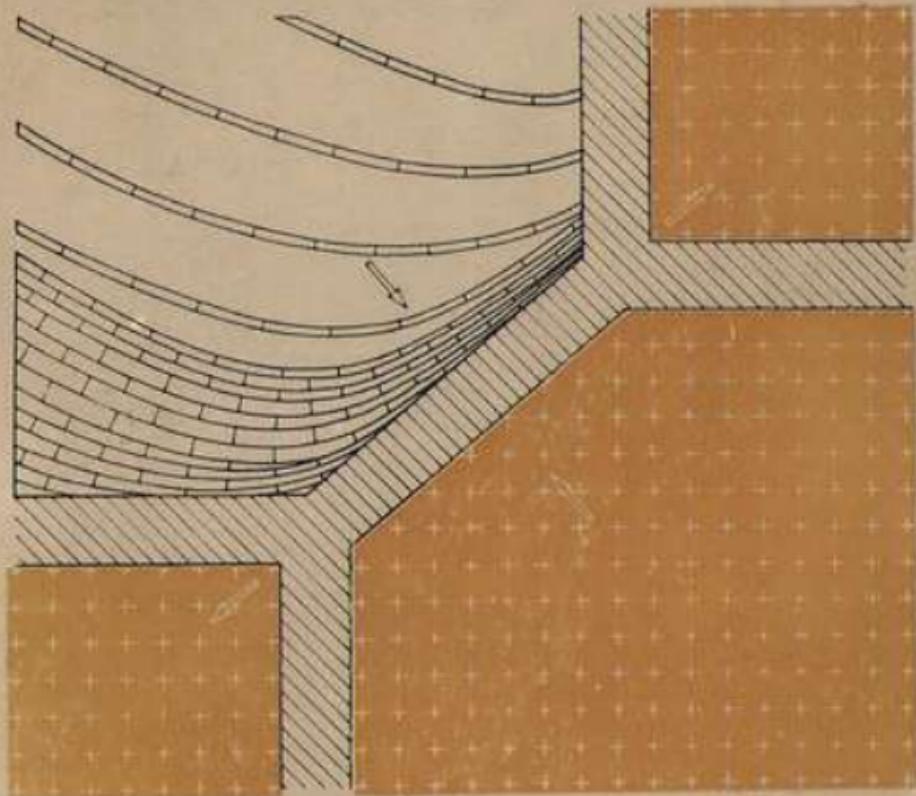


И.А. МАЙДАНОВИЧ, А.Я. РАДЗИВИЛЛ

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ

ЧЕЗОЛЬНЫХ
бассейнов
Украины



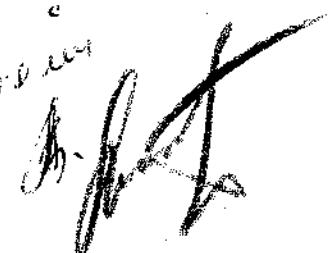
АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

И.А. МАЙДАНОВИЧ, А.Я. РАДЗИВИЛЛ

**ОСОБЕННОСТИ
ТЕКТОНИКИ** **Часть I**
бассейнов
Украины

Форсайт Германова
Марине Сергеевне
автограф с автографом
и подписью



КІЕВ НАУКОВА ДУМКА 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

бенностя тектоники угольных бассейнов Украины / Майданович И.А., Радзишев А.П. Киев : Наук. думка, 1984. — 120 с.

В монографии рассмотрены современные проблемы тектоники каменноугольных и угледоильных месторождений. Показаны закономерности изменения тектонических структур с глубиной. Описаны тектономагматические и диапировые структуры осадочных и угленосные депрессии осадочного покрова. Освещены тектонические аспекты аморфизма углей.

Для научных работников, геологов производственных и научноисследовательских организаций.

16. Табл. 2. Библиогр.: 118 назв.

ответственный редактор В.Г. Бондарчук

авторы В.С. Попов, М.А. Самарин

акция литературы о Земле

004030000 - 591 — 472-84 подписано
М 221 (04) 81

© Издательство "Наукова думка", 1984

Проблемы тектоники угольных бассейнов и месторождений Украины охватывают широкий спектр вопросов, связанных как с изучением региональных структур, так и с выявлением общих, фундаментальных закономерностей тектоники и истории развития осадочных бассейнов. В условиях сравнительно высокой изученности территории республики фундаментальные разработки тесно связаны и сближены с разработками конкретных актуальных задач геологической практики, направлены на их скорейшее решение.

История исследования и освоения угольных месторождений нашей страны — это в значительной степени история исследования и освоения Донецкого каменноугольного бассейна — старейшего угольного бассейна России и СССР. Она сконцентрировала в своей летописи последовательность развития геологической мысли, формировавшейся параллельно и в тесной взаимосвязи с горно-геологической практикой, с промышленным освоением бассейна вглубь и вширь. В Донбассе созданы образцы структурно-геологических карт от лугогинских до новейших детальных карт отдельных участков, шахтных полей и лав. Выработанный и проверенный практикой стиль изучения геологических объектов различных уровней перенесен на другие регионы страны и республики и получил дальнейшее развитие на материалах новых бассейнов и районов.

На этих общеизвестных положениях мы остановились для того, чтобы подчеркнуть благоприятность проведения обобщения в регионах, где есть возможность изучения структур различного ранга с различной детальностью. На территории УССР, кроме того, представлены угленосные структуры различных генетических типов. Их сочетание компактно, представительно разнообразно — от бассейнов, развитых на платформе, до бассейнов субгеосинклиналей, складчатых областей, вулканических активизированных зон и краевых структур.

Сочетание различных типов земной коры (океанической и континентальной) и наличие переходных зон между ними дают возможность изучать на основании комплекса геологических и геофизических методов тектоническую зависимость угленосных образований от глубинных структур (в том числе от глубинных разломов и тектономагматических элементов).

Разнообразие угленосных формаций, их приуроченность к различным структурным элементам земной коры, достаточно высокая, хотя и неравномерная их изученность позволяют на основании обобщения обширного фактического материала выявить главные особенности тектоники угольных

бассейнов Украины и структур более высокого ранга. На современном этапе исследования такого рода обобщения необходимы для выявления закономерностей торфоакопления (определение типов бассейнов седиментации), условий формирования угленосных толщ и закономерностей их размещения.

В монографии дальнейшее развитие получила концепция о межблоковом, надразломном характере углеобразования. Она разрабатывается по геологическим материалам Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), Днепробасса, Львовско-Волынского бассейна и др. Пояса и узлы углеобразования возникают на определенном этапе заложении замкнутой коры и приурочены к тектонически активным зонам окраины платформы, а также к зонам тектоно-магматической активизации ее внутренних частей.

Новые взгляды на положение южной границы Восточно-Европейской платформы позволили увязать бассейны с параллельным типом углеобразования в единую кольцевую систему "внутренних углов платформ" (Донбасс, Добруджа, герцинский Степной Крым) и краевых прогибов (Львовско-Волынский бассейн, предкарпатские киммерийский и альпийские краевые структуры).

Намечена связь углеконтролирующих структур с тектоно-магматическими структурами различного генезиса и возраста. Закономерность смены во времени и пространстве тектоно-магматических структур угленосными неодинакова для герцинских образований и для киммерийских и альпийских. В герцинское время интенсивное накопление гумуса в осадках отрицательных структур шло вслед за активным магматизмом. Начиная со средней юры эти процессы идут параллельно, знаменуя собой различные структурно-фаунистические зоны. Кроме того, вулканические процессы, по-видимому, благоприятно сказывались на изменении климатической обстановки и состава атмосферы, способствовали интенсивному росту флоры. Пояса активизации вулканизма складчатых и краевых систем и внутриплатформенных зон активизации на протяжении герцинского, киммерийского и альпийского этапов контролировали пояса углеобразования.

В монографии ставятся вопросы дальнейшей разработки структурных критериев контроля метаморфизма углей в связи с их возможной первоначальной соленостью в составе осадков параллельской формации ДДВ и Донбасса, а также вопросы закономерных взаимоотношений магматических (рудоносных), соле-, нефте-, газо- и угленосных структур. Обращено внимание на изучение закономерностей углеобразования в малых, зачастую изометрических отрицательных структурно-геоморфологических и структурно-эрзационных формах различного происхождения (кольцевые тектоно-магматические депрессии, депрессии над соляными, глиняными штоками и над вапнами).

Высказанные в монографии новые идеи и предположения не противоречат тому богатому научному и практическому опыту, который накоплен угольной геологией за десятилетия интенсивного развития. История развития взглядов на тектонику угольных бассейнов как сложных полифациальных

геологических тел не прослеживается нами в отдельной главе, так как достаточно полно отражена в многочисленных сводных работах и статьях разных лет. При рассмотрении конкретных вопросов мы обращаемся к их истории в соответствующих главах и разделах.

Монография задумана как единый коллективный труд, в котором рассмотрены наиболее значимые аспекты (особенности) тектоники угольных бассейнов Украины. Она подчинена единому композиционному плану и имеет единую идеиную направленность. В то же время каждый из соавторов располагал определенным, большей частью им обработанным и осмысленным материалом и имел возможность изложить свой индивидуальный взгляд на эмпирические данные или существующие концепции.

Участие авторов в написании монографии определилось следующим образом. Предисловие, глава 1 и 4, разделы 2.1, 2.3, 2.4, 2.6 главы 2 написаны Радивиллом А.Я., разделы 2.2, 2.5 главы 2 и глава 3 – Майдановичем И.А. совместно – Заключение.

Работа выполнена в плане Международной программы геологической корреляции (МПГК) № 166 "Корреляция угленосных формаций" (КУФ), руководимой член-корр. АН СССР П.П. Тимофеевым. Научная редакция осуществлялась акад. АН УССР В.Г. Бондарчуком. В техническом оформлении рукописи и графических приложений принимали участие В.С. Плакущая и Л.В. Егорова.

Всем товарищам, способствовавшим завершению работы и ее изданию авторы выражают искреннюю признательность.

ГЛАВА 1.

СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ПОКРОВА УКРАИНЫ, ИХ ГРАНИЦЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ

Промышленная угленосность отложений юго-запада Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления установлена начиная с каменноугольных отложений, т.е. с герцинского этапа развития. Более древние комплексы покрова, как и образования докембрийского фундамента, не содержат сколько-нибудь значительных скоплений твердых горючих ископаемых, но их рассмотрение здесь необходимо для понимания структурного своеобразия угленосных бассейнов и их тектонической связи со структурой и рельефом фундамента.

Угленосные отложения территории Украины принадлежат к платформенному типу отложений или к переходным от платформенного к геосинклинальному. В составе платформенного покрова выделяются структурно-стратиграфические комплексы [10, 65]. Они выступают как временные (биостратиграфические) аналоги этажей складчатых областей обрамления: раннебайкальский (PR_2), позднебайкальский (галицийский – $PR_3 VI - E_1$), каледонский ($E_2 - S_1$), герцинский ($S_2 - C_2$ и $D_2 - P_1$), киммерийский ($T - J$) и альпийский ($K - Q$). Для каждого из комплексов характерны определенный ряд формаций и отличный от предшествующего структурный план.

Формационные и фациальные границы платформенных комплексов имеют иные соотношения по сравнению с таковыми складчатых областей. Фациальные границы платформенных комплексов играют роль индикаторов тектонических границ, которые по значимости соответствуют формационным границам в геосинклиналии.

Наиболее древние структурно-стратиграфические комплексы на платформенном покрове изучены недостаточно, их возрастные и структурные границы понимаются неоднозначно.

Отсутствие прямых данных стратификации толщ и их корреляции вынуждает использовать ряд косвенных, но довольно характерных признаков. К ним относятся единство структурного плана, подобие структур, подчиненных этому плану, как кольцевых и других элементов более крупного линеамента, близость состава толщ и, возможно, палеогеографических (палеоклиматических) условий седиментации, близость значений изотопного возраста и возраста комплексов захороненных в них древнейших организмов.

Раннебайкальский (PR_2) структурно-стратиграфический комплекс. Пояс прогибов и владин северо-восточного простирания, выполненных образованиями полесской и овручской серий, а также додевонскими кварцитами проблематичного возраста (район г. Чернигов, скв. Довжик-1), воспринимается как крупный тектонический элемент раннего этапа развития эпигенетических платформенных структур [8, 65] на севере Украинского щита и его склонов. В составе наметившейся полосы по космическим снимкам образования овручской серии расположены в сводовой (раздвиговой) части кольцевой структуры, южную половину которой представляет Коростенский pluton. Возможно, к ним следует отнести образования осницкого комплекса. Непосредственные контакты этих пород с другими образованиями не установлены [8, 24, 99 и др.] и их возрастные взаимоотношения выясняются на основании структурных, петрологических и геохронологических данных. Характерно северо-восточное и субширотное простиранье структур, выраженных в современном рельефе. Усложняют их более поздние разрывные дислокации северо-западного и субмеридионального простиранья.

Среди гранитоидных пород осницкого комплекса предполагается широкое развитие туфогенных пород. Резко преобладают эфузивные образования. Они представлены породами основного и кислого составов. Более ранними являются вулканиты – преимущественно метадиабазиты, более поздними – метадиориты, кварцевые порфиры, апокератофиры, лепиты.

Сравнение данных о радиогенном возрасте [25, 86 и др.] осницкого комплекса показывает последовательность формирования магматических образований от более основных (1700 млн. лет и более) к кислым (1600–1360 млн. лет). Еще более молодой возраст имеют балашовские граниты (1300 млн. лет), кварцевые порфиры из с. Боровиное (1100 млн. лет) и диабазы окрестностей с. Карпиловка (1070 млн. лет). Осницкий комплекс представляется нам как сложный вулкано-плутонический. В коростенском преобладают интрузивные формации – габбро-анортозитовая и гранитов рапакиши. Наиболее вероятно, что большинство гранитов образовались после основных пород, но не были обособлены от них значительным перерывом. Возраст пород по радиогеохронологическим данным составляет 1700–1200 млн. лет, т.е. сопоставим с возрастом пород осницкого комплекса.

К структурной полосе северо-восточного плана приурочены образования овручской эфузивно-терригенной толщи и магматические тела Сущано-Пержанской зоны, прослеженной в юго-западном направлении на сотни километров в пределах Волыно-Подольской плиты [8, 65]. Это длительно развивающаяся тектоническая линия, проявляющаяся и в новейших структурах.

Песчаники и кварциты толкачевской свиты, существенно кварцевые, красноцветные, развиты в полосе от г. Овруч до с. Усово.

Породы белокоровичской свиты отличаются более светлой окраской, увеличением количества конгломератов и грубозернистых песчаников, группой ритмичностью. Песчаники по составу приближаются к аркозовым, по сравнению с толкачевскими меньше метаморфизованы. Еще менее метамор-

лизованы красноцветные ритмичнослоистые алеврито-песчаные толщи полесской серии.

Можно предположить синхронное формирование на протяжении рифей вулканогенно-осадочных образований и субвулканических пластовых внедрений основного и кислого состава в структурах Овручского кряжа в условиях тектономагматических поднятий, усложненных кальдерами, и отложений полесской серии в условиях прогиба, где магматизм и гидротермальная деятельность проявлены слабо или отсутствуют.

Широкое развитие кварцевых порфиров, гранодиорит-порфиров, установленное работами последних лет (И.П.Букович и др., 1977–1982 гг.), определяет актуальность проведения палеовулканологических и тектономагматических реконструкций в пределах структур Овручского кряжа и Белоцерковичского грабена. По северной периферии сложного Коростенского plutона намечается расположение двух тектономагматических узлов рифей-раннегеозойского (?) возраста: Западно-Овручского и Восточно-Овручского. С Западно-Овручским тектономагматическим узлом, по-видимому, связаны постмагматические и гидротермальные изменения пород белоцерковичской и овручской серий, продуктивность которых получает лишь первые оценки. Если говорить о направлении изучения региона в целом, то на новом этапе представляется целесообразным основное внимание сосредоточить на реконструкциях и картировании кольцевых и радиальных элементов тектономагматических структур.

Вторая полоса наиболее ранних тектономагматических структур северо-восточного простирания намечается на отрезке от Подольского выступа до северных оконечностей Корсунь-Новомиргородского plutона. В этой полосе южнее Подольского выступа на территории Молдавской ССР известны довольно поздние образования кристаллических пород с повышенным содержанием калия [25, 66, 86]. Их изотопный возраст 1285–1400 млн. лет. Аркозовые и существенно кварцевые и кварцитовидные песчаники доволынского возраста здесь маломощны и фрагментарны. В связи с устойчивыми поднятиями Подольского выступа и центральной части Украинского щита здесь, по-видимому, не было условий для образования значительных по амплитуде прогибания и площади бассейнов седиментации, подобных Овручскому и Белоцерковскому. Корсунь-Новомиргородский (1200–1700 млн. лет) и Умань-Киевский (1200–1700 млн. лет) массивы представляют собой, скорее всего, остатки вулкано-плутонических ассоциаций тектономагматического поднятия, возможно, синхронного полесско-овручским депрессиям и кальдерам.

К верхнепротерозойским отложениям типа овручских и белоцерковских во второй полосе относятся слабо метаморфизованные аркозовые песчаники и туфопесчаники шполянской свиты [37] района г. Звенигородка (западный контакт Корсунь-Новомиргородского plutона). Еще более молоды – явились черкасские граниты восточной зоны plutона [79]. Их можно сравнить с пержанскими гранитами северо-западной части щита как по металлогенической специализации, так и по времени становления. Позднепротеро-

зийская активизация этого района щита обусловила структурно-геоморфологические особенности кристаллического основания Днепробасса. Редкометальные и редкоземельные черкасские граниты [79] могли быть на домезойском срезе источниками поступления минеральных примесей в бурье угли бассейна и обогащать как угли, так и породы угленосных толщ редкими элементами.

С этих позиций должна быть произведена дифференцированно по структурным зонам комплексная оценка геохимической специализации углей Днепробасса.

Третья, Приазовская, полоса представлена кислыми и щелочными вулкано-плутоническими или плутоническими ассоциациями и роями даек основного состава. Их вмещают железистые кварциты и глубоко метаморфизованные кристаллические породы – гнейсы и мигматиты. Приазовская тектономагматическая зона рифейского (?) возраста развивалась, скорее всего, как краевая структура на юге Восточно-Европейской платформы. Ее возможное простижение в пределах Причерноморской плиты юго-западное – в район Сивашей и северо-западной части Черного моря.

Итак, наиболее древние образования платформенного покрова Украинского щита и его склонов представлены красноцветными полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, кварцитовидными песчаниками и кварцитами (в том числе и железистыми), тесно связанными в пространстве и, по-видимому, во времени с вулкано-плутоническими ассоциациями основных, кислых и щелочных магматических комплексов IV докембрийского мегацикла (по Н.П.Семененко). Названные вулканогенно-осадочные и вулкано-плутонические ассоциации следует объединить в раннебайкальский структурно-стратиграфический комплекс, сформировавшийся в доволынское время. Нижняя возрастная граница комплекса может быть скользящей во времени.

Позднебайкальский (галицийский) комплекс. В его состав входят образования волынского (PR₂ vi) и валдайской серий (PR₂ vd) верхнего протерозоя, балтийской (E₁, bt) и бережковской (E₁, br) серий нижнего кембрия [77]. Вулканогенно-осадочные образования комплекса достигают мощности 1300–1400 м и составляют закономерный ряд формаций: базальтовая (PR₂ vi), вулканогенно-осадочная пестроцветная (PR₂ vd), сероцветная терригенная ритмично-слоистая (PR₂ vd – E₁). Структурно-стратиграфический комплекс развит в пределах Предгалицийской вулканической краевой системы [75].

При определении верхней возрастной и стратиграфической границы позднебайкальского комплекса учитывалась непрерывность осадконакопления от волынского времени позднего протерозоя до бережковского времени раннего кембрия. На этом отрезке прерывисто, неоднократно проявился основной, а затем кислый магматизм. Вулканические образования (лавы, пирокластический материал, вулканомиктовые обломки) прослеживаются на всех стратиграфических уровнях слоистых толщ комплекса. Пироклас-

тический материал кислого ряда прослеживается в шлифах во всех известных разрезах венда, включая ритмично-слоистую каниловскую свиту и низы кембрия. Представляется, что пирокластический материал кислого состава осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в условиях недостаточно четких биостратиграфических признаков может сыграть роль надежного критерия для их стратификации и корреляции. При значительной фациальной изменчивости вулканогенно-осадочных образований он выступает как один из объективных стратиграфических признаков.

Каледонский и герцинский структурно-стратиграфические комплексы. Границы комплексов более четко определены и обоснованы в работах [10, 65, 75], чем ранее [24, 58, 66, 69]. Большое внимание уделялось перестройкам геологических условий на границе ордовик – силур.

На протяжении 1975–1981 гг. проведен фациальный анализ слоистых толщ с систематическим изучением состава пород под микроскопом. На основании геологических и геофизических исследований построены палеотектонические карты и схемы [65, 73, 75, 76], которые наиболее достоверно определяют важнейшие моменты перестройки тектонических и структурно-фациальных планов юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.

Структурный план северо-восточного простирания, определившийся в среднем – позднем кембрии, сохранился на протяжении ордовика и начала силура (в лландовери). Наиболее характерная особенность раннего силура заключается в том, что с конца позднего лландовери и в венлокском веке крупные структурно-фациальные зоны приобретают северо-западную ориентировку, т.е. ориентировку складчатых Восточных Карпат (и, видимо, пра-Карпат галицийского этапа). В прогибание вовлекаются только краевые части платформы (Волыно-Подольская и Молдавская плиты), где происходит накопление преимущественно глинисто-карbonатных осадков в полосе, непосредственно примыкавшей к геосинклинальным бассейнам Средиземноморского подвижного пояса.

Остальная территория Украины – Украинский щит, Днепровско-Донецкая субгеосинклиналь (ДДС), юго-западный склон Воронежской антеклизы и Причерноморская плита – находилась в условиях невысокой суши. В юго-восточной части ДДС возможно осадконакопление в условиях дельты или же морского залива.

В этот период определяется четкая структурная роль Днестровского разлома. В лландовери он отделяет бассейн осадконакопления Молдавской плиты от суши Украинского щита и Волыно-Подольской плиты.

Резкая структурно-фациальная граница в лландовери определяется по Днестровскому разлому благодаря останцам теремцовской свиты на левобережье Днестра. В ее составе отмечаются мелкогалечные конгломераты.

Севернее зоны Днестровского глубинного разлома, на значительных пространствах от бассейна Днестра до Южной Прибалтики, большая часть лландоверийских отложений, кроме верхних 2–3 м (китайгородская свита),

отсутствует. На этой территории существовал широкий Подольско-Белорусский свод примерно в границах древних Подольско-Буковинского поперечного поднятия и Волыно-Паннонской депрессии. Опущенное по Днестровскому разлому оставалась Молдавская плита, погруженная под эпиконтинентальное море.

Соотношения структурных и фациальных признаков образований ордовика и раннего силура дает основание говорить о тенденции к регрессии Балтийского палеобассейна, входящего в систему Грамбиианского палеобассейна, и о развитии трансгрессии со стороны Палеотетиса.

В пределах складчатого обрамления юго-запада Восточно-Европейской платформы в лландовери сохранялся близкий к платформенному режим осадконакопления (данные по скважинам Ивано-Франковская-1, Загайполь-1 и Давиден-1) [75].

К позднему лландовери относится погружение Волыно-Подольской плиты под уровень моря в связи с обрушением ее по Брестско-Шенетовской зоне разломов. Структурно-фациальный план поменялся с северо-восточного на северо-западный [75, 76].

Среди венлокских отложений Волыно-Подольской плиты выделяются два фациальных типа: восточный (карбонатный) и западный (терригенно-карбонатный). Фациальная граница этих отложений трассируется севернее г. Черновцы, через города Тлумач, Рогатин, Перемышляны, пос. Глинняны, города Сокаль, Устилуг и с. Залесы (по Волынскому поднятию). Фациальные изменения рассматриваемых отложений намечаются и вдоль Владимир-Волынского разлома.

Различная мобильность Волыно-Подольской и Молдавской плит в венлокское время отразилась в изменении знака движения вдоль Днестровского разлома [65, 75 и др.].

Неоднородность режимов отдельных блоков Волыно-Подольской плиты определена прежде всего Устилуг-Рогатинским и Владимир-Волынским разломами.

При некотором сохранении различий в мобильности плит и блоков, а значит, и в фациальных особенностях осадков, юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы с конца позднего лландовери была подчинена общему северо-западному структурно-фациальному плану и вовлечена в новый этап развития, который продолжался в краевых частях платформы до середины карбона. В структурах складчатого обрамления после платформенного (квазиплатформенного) режима в ордовике возобновился геосинклинальный режим. Как отмечалось ранее [65, 76], наличие каледонских структур геосинклинального типа в пределах складчатого обрамления юго-запада платформы вообще маловероятно. Обширный лландоверийский свод северо-восточного простирания, унаследованный с кембрия и ордовика, куда входила территория Подольско-Буковинского поперечного поднятия и Волыно-Паннонского прогиба, был отделен от эпиконтинентального моря Молдавской плиты Днестровской зоной разломов до конца лландовери. С конца

позднего пландовери произошло погружение Волыно-Подольской плиты по Брестско-Шепетовской зоне разломов [65].

В пределах Волыно-Подольской плиты в силуре выделяются [65] следующие структурно-фациальные зоны, характеризующиеся различными скоростями осадконакопления (м/км): восточная, Ковельско-Хотынская, средний градиент нарастания мощности 1,1; переходная — средний градиент 18,3; западная, Львовско-Коломыйская, средний градиент более 22.

Прослеживается закономерная смена во времени формаций флишоидной миогеосинклинальной и терригенно-карбонатной платформенного склона (S) красноцветной карбонатно-терригенной молассой (D). К последней относятся: толща (350 м) сложно переслаивающихся красно-бурых мелкозернистых, иногда кварцитовидных песчаников, слюдистых алевролитов, глин и аргиллитов днестровской серии (средний — верхний подотделы нижнего девона); пестроцветная терригенная свита эйфельского, сульфатно-карбонатная и терригенно-карбонатная толщи животского ярусов среднего девона (200 м); известково-доломитовая толща франского (600 м) и карбонатно-терригенная (40–369 м) фаменского ярусов верхнего девона.

Красноцветные карбонатно-терригенные образования (нижние молассы) слагают нижнюю часть разреза Львовско-Волынского краевого прогиба (Предкарпатского герцинского краевого прогиба). Верхняя часть разреза (верхние молассы) представлена нижне- и среднекаменноугольными угленосными отложениями (паралическая терригенно-угленосная формация), широко развитыми в краевых прогибах герцинских складчатых областей Западной Европы, а также во внутриплатформенных и субгеосинклинальных прогибах Восточно-Европейской платформы.

Терригенно-угленосной формацией завершается герцинский этап развития Львовско-Волынского прогиба и Предкарпатской герцинской краевой системы.

Герцинский структурно-стратиграфический комплекс Волыно-Подолии структурно приурочен к Предкарпатской герцинской краевой системе. Эта структура представляет собой составную часть сложной Предкарпатской краевой системы [10, 65].

В Преддобруджинском прогибе, по-видимому, нельзя с такой же точностью и уверенностью провести нижнюю границу герцинского структурно-стратиграфического комплекса. В этом, очевидно, заключено структурное своеобразие района.

Герцинский структурно-стратиграфический комплекс Днепровско-Донецкой субгеосинклинали состоит из образований девонского, каменноугольного и раннепермского возрастов [65, 77]. Его нижняя граница фиксируется терригенно-сульфатными и карбонатными отложениями животского яруса (160–242 м).

Байкальский и каледонский структурно-стратиграфические комплексы здесь проблематичны и девонские отложения залегают в пределах грабена на коре выветривания кристаллических пород или непосредственно на кристаллических породах.

Выявленное запаздывание активизации платформенных прогибов типа Днепровско-Донецкого по сравнению с окраинными частями платформы в герцинский этап развития является важной чертой тектоники, по-видимому, и в более широком аспекте (табл. 1).

Таблица 1. Стадии развития окраинных плит платформы, Днепровско-Донецкой субгеосинклинали и ее бортов на протяжении герцинского этапа (стрелками показаны направления сокращения площадей осадконакопления во времени)

Период	Формационный ряд	Волыно-Подольская и Молдавская плиты		Днепровско-Донецкая впадина	
		Этап, тектонический режим	Формация	Этап, тектонический режим	Формация
Пермский	Регressiveий	—	—	Позднеорогенный	Терригенно-соленосная красноцветная
Каменноугольный	Регressiveий Трансгрессивный	Позднеорогенный, инверсионный	Паралическая терригенно-угленосная	Средний	Ритмично-слоистая терригенно-карбонатная (угле- и нефтегазоносная)
Девонский	Регressiveий Трансгрессивный	Раннорогенный, инверсионный	Красноцветная терригенно-карбонатная молassa	Начальный	Контрастная магматическая, терригенно-карбонатная и хемогенное-красноцветная
Силурский	Начальный	Флишоидная (миогеосинклиналь), Терригенно-карбонатная (платформенный склон)	Начало герцинского этапа		

Начало герцинского этапа

К середине каменноугольного периода наряду с сокращением бассейнов краевых герцинских структур и их замыканием расширился бассейн Днепровско-Донецкой субгеосинклинали. Произошло ее раскрытие с образованием широких пологих бортов. Расширение контуров бассейна седиментации не везде сопровождалось его заметным углублением.

Герцинская эпоха угленакопления в пределах УССР дала наиболее крупные месторождения высокосортных каменных углей Донбасса, Западного Донбасса (ДДВ) и Львовско-Волынского бассейна, а также пока еще слабо изученные угли Добруджи.

Необходимо отметить последовательность залегания образований угленосных формаций ДДВ и Южного Донбасса на вулканогенно-осадочных толщах верхнего девона, закономерную смену интенсивного вулканизма, солеобразования и контрастных движений режимом заболоченных прибрежных равнин, периодически заливаемых мелководным морем. Процессы вулканизма и гумусообразования в ДДВ и Донбассе сближены во времени. Угленосным в этих районах является весь карбон.

В Львовско-Волынском бассейне вулканизм установлен для раннего этапа развития герцинской краевой системы (S_2). Угленакопление значительно отстает во времени от эпохи наиболее активных извержений. Здесь более короткий этап седиментации угленосных осадков — C_1 — C_2 . Не исключено, что при дальнейших исследованиях будут обнаружены следы вулканизма и в девоне Львовско-Волынского прогиба.

Киммерийский и альпийский структурно-стратиграфические комплексы. Изучены наиболее хорошо благодаря полноте их развития, сохранности от последующих размывов и перестроек. Отмечается значительная фациальная и структурная изменчивость образований комплексов по простирианию. Объемы комплексов изменяются за счет как выпадения из разрезов крупных единиц, так и асинхронности нижних границ. Например, альпийский структурно-стратиграфический комплекс, слагающий Предкарпатскую альпийскую (K_2 — N) краевую систему [75], формируется преимущественно на размытом герцинском комплексе после значительного перерыва. Для всей Волыно-Подольской плиты в позднем карбоне — мелу характерен этап относительных поднятий и размывов с подчиненностью процессов осадконакопления. Локально и периодически режим морской седиментации возобновлялся в пределах Стырского юрского прогиба и Львовско-Люблинской меловой впадины. Образования названных отрицательных структур представляют собой фрагменты образований киммерийского структурно-стратиграфического комплекса Предкарпатья и связанных с ним угленосных отложений. Как и в пределах Восточных складчатых Карпат, киммерийские слоистые толщи занимают незначительное место в общем разрезе региона и представлены субплатформенными сериями [65, 75]. Крупная трансгрессия наступила в конце раннего мела и захватила большую часть территории юго-запада Восточно-Европейской платформы. В связи с развитием альпийской геосинклинали Восточных Карпат она продолжалась до неогена.

Наиболее полно киммерийский структурно-стратиграфический комплекс развит в районе Северной Преддобруджи. В передовом прогибе киммерийского горноскладчатого сооружения развит орогенный тип разреза. В основании залегают сероцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты нижней юры — кепловея, сменяющиеся песчано-глинистыми отложениями оксфорда. Разрез завершается лагунными эвапоритами кимериджа (известняками, доломитами, гипсами, ангидритами) и красноцветными терригенными отложениями титона. Максимальные мощности этих образований достигают 3000 м.

Образования киммерийского структурно-стратиграфического комплекса в Северном Крыму и Северном Причерноморье изучены пока недостаточно. На Причерноморской плите они отсутствуют в результате предальпийского размыва или не отлагались вовсе.

Причерноморская плита, структурная природа которой и ее границы были определены нами ранее [9, 10, 65], перекрыта отложениями альпийского структурно-стратиграфического комплекса. Они залегают на кристаллическом позднепротерозойском (?) и, может быть, более раннем фундаменте Восточно-Европейской платформы. Юрские отложения известны лишь в Молочанской депрессии (севернее г. Мелитополь), а также предполагаются по характеристикам КМПВ во впадинах в районе г. Скадовск и с. Громовка.

Меловые осадочные и предположительно вулканогенно-осадочные, частично гидротермально измененные породы залегают в основании комплекса и представлены песчаниками, гравелитами, песками, алевролитами, вторичными каолинами, мергелями, известняками, писчим мелом. Мощность изменчива, максимальная достигает 1000 м. Широко развиты терригенные и органогенные толщи палеогена (мощность до 1000 м) и неогена (мощность 500 м).

Альпийский структурно-стратиграфический комплекс Причерноморья рассмотрен в связи с формированием альпийского комплекса Азово-Черноморской геосинклинальной системы [9, 10].

Для Днепровско-Донецкой субгеосинклинали и внутренних плит — Приднепровской и Сейм-Северско-Донецкой — также характерно неполное развитие киммерийского комплекса и более полное — альпийского. В киммерийском комплексе наиболее полно представлены преимущественно терригенные, местами углистые отложения среднеюрского возраста. В составе бата юго-восточной окраины ДДС известны туфопесчаники и туфы среднего состава (мощность 16 — 120 м), в байосе Оболонской тектономагматической депрессии установлены туфобрекции и брекции мощностью до 10 м с фауной *Parcinsonia parcinsoni* (И.М. Ямниченко). Туфолавы и туфопесчаники (мощность соответственно 0,10 и 0,15 м) выявлены нами в керне скв. 173 в верхней части разреза углистых песчаников с пластами углей (до 4—6 м) байоса Бориспольской тектономагматической (?) депрессии. Таким образом, киммерийская тектономагматическая активизация раскрывается все более новыми гранями не только в пределах складчатых киммерид, но и платформенных структур.

В киммерийский этап угленакопление тесно связано во времени и структурно с вулканизмом и тектонической активизацией по наиболее крупным линеаментам – Днепровскому и Предкарпатскому разломам.

Альпийская тектоно-магматическая активизация наиболее ярко проявлена в мел-палеогеновых кольцевых структурах Украинского щита (Кировоградский блок), а также в многочисленных краевых и межблоковых дислокациях. С ней связаны толщи меловых пирокластических и лавовых образований Болтышской, Ротмистровской, Зеленогайской впадин, а также обширные поля развития переотложенных, гидротермально измененных вулканитов и гейзеритов, приуроченных к долинам древних водотоков. Сейчас уже известны признаки проявления вулканизма в кайнозое северо-западной части щита, а также в пределах Причерноморской плиты и в Приазовье.

В киммерийскую эпоху угленосные слои сконцентрированы в среднеюрских (байос-бат) отложениях. В отличие от герцинского структурно-стратиграфического комплекса, где угленосные образования появились после интенсивного вулканизма с определенным перерывом во времени, киммерийский комплекс характеризуется совмещением во времени и в пространстве процессов вулканизма и интенсивного накопления гумусового материала. Это относится к структурам складчатого обрамления, краевым системам и внутриплатформенным зонам тектоно-магматической активизации.

Угленосность альпийского структурно-стратиграфического комплекса известна на нескольких стратиграфических уровнях – мела, палеогена и неогена. Основные промышленные залежи угля приурочены к бучакскому ярусу (свите) зоцена (P_2 вд), представленного континентальными преимущественно песчаными отложениями с линзами и пластами бурых углей мощностью от сантиметров до нескольких метров. В различной степени угленосны отложения харьковской свиты палеогена и полтавской свиты неогена Днепробасса и Днепровско-Донецкой впадины. Угленосной является также берекская свита, относимая к верхнему олигоцену.

В западных областях Украины миоценовая угленосность выявлена в песчано-глинистых отложениях нижнего тортона, где пласти бурого угля достигают 10 м и более. Угленосная толща перекрыта литотамниевыми известняками. Угленосный верхний тортон расположен во внешней зоне перегового прогиба Карпат и представлен отложениями покутской свиты.

В Закарпатском прогибе угленосны хустецкая свита нижнего миоцена (преимущественно осадочная толща с примесью пирокластических образований), отложения среднего сармата и пойта (ильницкая свита, преимущественно песчано-глинистого состава с примесью туфового материала).

К мел-палеогенным тектоно-магматическим депрессиям типа Болтышской и Ротмистровской приурочены залежи горючих сланцев.

Таким образом, на протяжении фанерозоя на территории Украины было несколько эпох, благоприятных для образования и захоронения больших масс растительных (гумусовых) остатков. Первая крупная эпоха связана с каменноугольным периодом. В это время в условиях внутренних углов плат-

форм (Донбасс, Добруджа), краевых систем (Львовско-Волынский бассейн) и внутренних прогибов (Днепровско-Донецкая впадина) формировались осадки, давшие затем паралические карбонатно-терригенные формации с большими запасами каменных углей, имеющие региональное развитие на значительных площадях. Паралическая нижнекаменноугольная формация Днепровско-Донецкой впадины в ее бортовых частях содержит также бурые угли и угли марки БД.

Масштабность углеобразования уменьшается в киммерийскую и альпийскую эпохи. Киммерийские (среднеюрские) углепроявления изучены недостаточно и об их формационных типах может быть высказано предварительное суждение. Наличие заметного количества морских фаций в байосских и батских отложениях и их ритмичность сближают их с паралическим типом угленосных формаций. Однако площади их развития сравнительно небольшие, стратиграфические горизонты невыдержаны по простирации, мощность относительно невелика.

В состав альпийского структурно-стратиграфического комплекса входят типичные континентальные угленосные образования озерно-болотного (лимнического) типа. Морские фации отмечаются в угленосных толщах западной окраины платформы и в Закарпатском прогибе. Угленосные образования приурочены к локальным депрессиям и прогибам, образование которых тесно связано с тектоно-магматической активизацией как платформенных участков, так и отдельных блоков эпигеосинклинальных структур (молодых платформ).

ПОЛОЖЕНИЕ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ В СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНЫ. УЗЛЫ, ПОЯСА И ДУГИ УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ

2.1. ГРАНИЦА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК УГЛЕКОНТРОЛИРУЮЩАЯ СТРУКТУРА.

УГЛЕ- И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПОГРАНИЧНЫХ СТРУКТУР ПЛАТФОРМЫ

Одним из наиболее сложных вопросов региональной тектоники Украины является вопрос южной границы Восточно-Европейской платформы в Азово-Черноморском регионе в связи с изучением структуры земной коры на соплении ее континентального и океанического типов, а также оценкой перспектив прибрежных зон окраины материка на полезные ископаемые.

В 1979–1980 гг. по-новому была обоснована [115] южная граница Восточно-Европейской платформы с использованием наряду с традиционными космических исследований. Комплекс геолого-геофизических данных и результаты дешифрирования космических снимков искусственного спутника Земли (ИСЗ) "Метеор" в разных спектрах дали возможность определить более точное положение границы платформы. Основное внимание уделялось взаимоотношению структур складчатого обрамления и новейшей Азово-Черноморской геосинклинали со структурой кристаллического фундамента в альпийский этап активизации, а также со структурно-стратиграфическими комплексами осадочного покрова (рис. 1).

В районе Азовского моря и Северного Приазовья эта граница обоснована в работе [115]. Дешифрирование космоснимков ИСЗ "Метеор" позволило выявить неизвестные ранее контуры морфоструктур дна Азовского моря и его прибрежных участков. Наземными методами они не могли быть установлены как взаимосвязанные тектонические элементы значительной глубинности и длительности развития.

Линия, отделяющая Южно-Азовский альпийский наплатформенный прогиб от складчатого Азовского вала, проведена по южным конечным точкам как касательная к Мелитопольской и Ждановской кольцевым тектономагматическим структурам докембрийского возраста [115]. Она представляет собой уточненную южную границу Восточно-Европейской платформы в Азовском море (рис. 2).

Фундамент и более поздние образования чехла подчинены закономерности обратноступенчатого строения асимметричных блоков. Южные крылья блоков крутые, северные – пологие. Опущеные части блоков, как и у других обратноступенчатых структур [12, 65, 77], контролируют компенсационные впадины: Северо-Азовскую и Северо-Индольскую. Первая расположена между структурой Азовского массива и Азовским киммерийским (?) валом и является тектоническим выражением границы Восточно-Европейской

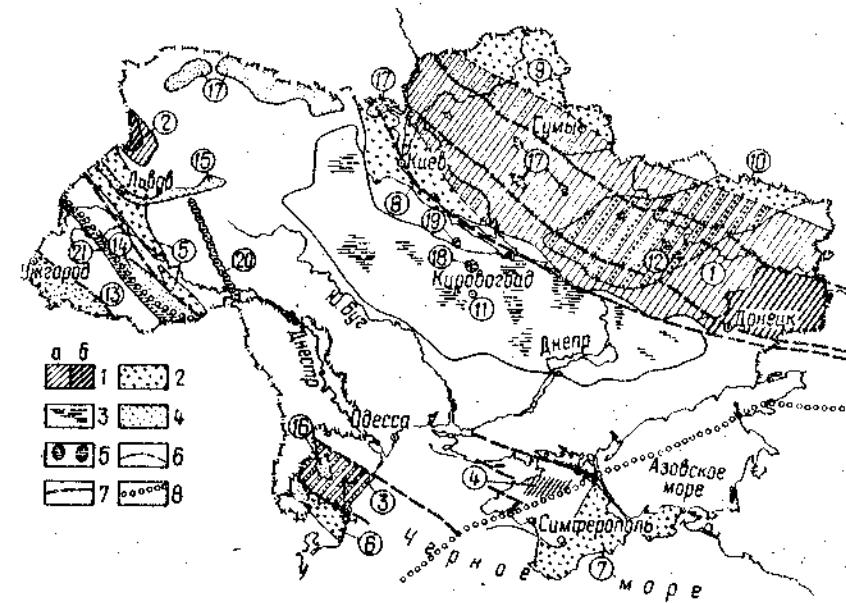


Рис. 1. Обзорная карта размещения угле- и сланценосных формаций Украины.
 1 – каменноугольные параллельные бассейны внутренних углов и краевых прогибов платформы ($C_1 - C_3$) : а – углы низкой степени метаморфизма (БД, Д, Г), б – углы высокой степени метаморфизма (Ж, К, ОС, Т, ПА, А); 2 – буроугольные (возможно, каменноугольные) перспективные площади и локальные структуры и площади юрских прогибов (Σ_{23}); 3 – буроугольные лимнические бассейны (P_2^1); 4 – буроугольные площади пограничных и внутренних прогибов платформы (N_1); 5 – сланценосные структуры и пояса; 6 – границы бассейнов и угленосных площадей; 7 – региональные глубинные разломы; 8 – граница Восточно-Европейской платформы; каменноугольные бассейны (цифры в кружках): 1 – Большой Донецкий, 2 – Львовско-Волынский, 3 – Преддобруджинский, 4 – Северо-Крымская площадь; буроугольные площади и структуры: 5 – Предкарпатская, 6 – Преддобруджинская (юрская), 7 – Крымская, 8 – Приднепровская, 9 – Придеснянская, 10 – Самарско-Оскольская, 11 – Днепровская, 12 – Днепровско-Донецкая, 13 – Закарпатская, 14 – Предкарпатская, 15 – Северо-Подольская, 16 – Преддобруджинская (неогеновая), 17 – Днепровско-Припятская; сланценосные структуры: 18 – Болтышская ($K - P_1$), 19 – Ротмистровская ($K - P_1$); пояса: 20 – Приднестровский атолловых лагун (P_1), 21 – Карпатский менилитовых сланцев (P_2^1).

платформы в Азовском регионе. Северо-Индольская впадина расположена между Азовским валом на севере и структурами Индоло-Кубанского прогиба на юге, частично перекрывая их. Названные впадины как отрицательные структуры с интенсивным осадконакоплением в условиях богатого органикой мелководного морского бассейна с периодами низменной суши или дельты [115] перспективны на горючие полезные ископаемые.

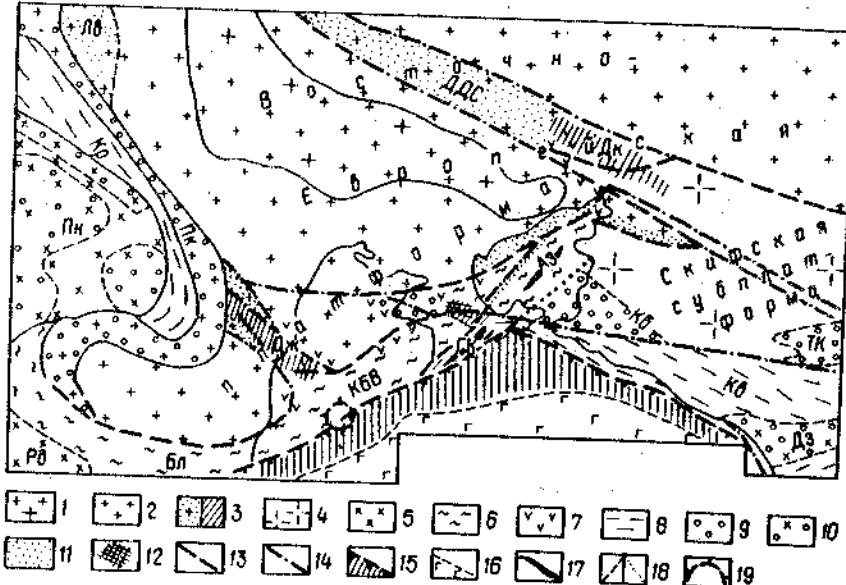


Рис. 2. Тектоническое положение южной границы Восточно-Европейской платформы в Азово-Черноморском регионе (составил А.Я.Радзивилл, 1980 г.).
Структуры коры континентального типа. Восточно-Европейская платформа: 1 – Украинский щит; 2 – плиты; 3 – субгеосинклинали: а – прогибы (ДДС – Днепровско-Донецкая субгеосинклиналь, ЛВ – Львовско-Волынский); б – складчатые наплатформенные структуры (Дк – Донецкий кряж, Дк – структуры Добруджи); Средиземноморский подвижный пояс: 4 – эпигерцинская субплатформа, 5 – срединные массивы в пределах горноскладчатых альпид (Пн – Паннонский, Дз – Дизирульский, Рд – Родопский); 6 – горноскладчатые и погребенные структуры киммерид с обозначениями их простираций (Бл – Балканской системы, КБВ – гипотетического Крымско-Балканского вала, ГК – Горного Крыма, Аз – Азовского вала); 7 – магматические образования вулканической краевой системы киммерид; 8 – горные складчатые системы альпид с обозначениями их простирания (Кр – Карпатская, Ке – Кавказская); 9 – передовые прогибы горных складчатых альпид (Пк – Предкарпатский, Кб – Кубанская, ТК – Терско-Кумский); 10 – альпийские тыловые и внутренние прогибы срединных массивов; 11 – неоген-четвертичные прогибы Приазовья; 12 – Симферопольское поперечное поднятие; 13 – южная граница Восточно-Европейской платформы; 14 – прочие разломы в земной коре материкового типа; новейшая геосинклинальная система: 15 – звегеосинклинальная зона и ее северная граница; 16 – структура коры океанического типа и ее северная граница; 17 – антиклиниории; 18 – границы поднятий (а – установленные, б – предполагаемые); 19 – предполагаемые колышевые тектономагматические поднятия.

В юго-западном направлении, в пределах Западного Причерноморья и северо-западной части Черного моря граница платформы прослеживается менее уверенно, нежели в Приазовье. Крымский полуостров представляет собой сложное сочетание (узел) киммерийских и альпийских тектонических и тектономагматических элементов, развившихся на переработанных герци-

нидах (?), а также, возможно, и более древних образований [65]. Прежде всего, невозможно удовлетворительно объяснить рубеж платформы – складчатая система в прежних границах [24, 65] в направлении через Крым, Добруджу и Восточные Карпаты. В единую систему структуры Крыма и Добруджи не увязываются так, как это показано на большинстве тектонических карт [5, 7, 8, 65, 111 и др.].

Между Крымом и Добруджей расположены структуры, фрагменты которых доступны для изучения на о.Змеиный. Разрезы палеозойских и мезозойских отложений острова представляют собой типичные платформенные и отличаются от разрезов Крыма, Добруджи и Карпат. В то же время они сопоставимы с разрезами Волыно-Подольской [8, 65], Молдавской и Мизийской плит [24, 40, 66].

Разрезы земной коры юго-запада Восточно-Европейской платформы и Мизийской плиты по геофизическим данным также хорошо сопоставимы. Они близки по мощности и типам структур. Их большие по площади участки имеют спокойные геофизические поля.

В районе Добруджи эти характеристики мало меняются. Небольшие по протяженности и интенсивности гравитационные ступени менее четко выражены, чем на границе складчатых Карпат и Мизийской плиты [65, 69]. Магнитное поле платы слабо градиентное и спокойное – типичное для платформы.

По космическим снимкам в различных спектрах получаем картину непрерывного, неизменного по фототону геологического объекта, объединяющего Волыно-Подольскую, Молдавскую и Мизийскую плиты Восточно-Европейской платформы. Космические снимки дают возможность обобщить материалы, полученные различными методами, и сделать качественно новый вывод о структурном единстве Мизийской плиты (платформы) с Восточно-Европейской платформой.

Космические снимки помогли также выявить складчатые структуры киммерид Крыма к западу от них и увязать их с киммеридами Стара-Планины. На снимках разных масштабов, снятых в определенных диапазонах спектров, видна относительно узкая полоса темного по фототону линеамента, который простирается от структур Горного Крыма (их западного окончания) до восточного берегового окончания структур Стара-Планины. Ширина полосы достигает 40–50 км.

С итогами дешифрирования космических снимков согласуются геологические данные по этим структурам. Общими тектоническими особенностями складчатых киммерид Крыма и Северных Балкан (Стара-Планины) являются отсутствие у них краевого прогиба, а также наличие узких структурно-фаунистических зон в мезозое [10], значительное количество стратиграфических несогласий и умеренный магматизм. Этим они резко отличны от Карпат. В орогенный этап развития системы Горный Крым – Стара-Планина, когда возможны барьеры между Кавказским и Балканским палеобассейнами, появляются, как об этом сообщают А.Али-Заде, М.Стопнова-Вергилова-

[10], массовые эндемики в раннемеловой беллемнитовой фауне баррема Балкан и апт – альба Кавказа. Возможно, что гипотетический Крымско-Балканский подводный хребет в меловое время был поднят над уровнем моря и представлял собой островную гряду. Мел Кавказа карбонатно-терригенный, на Мизийской плите и в Предбалканье он представлен терригенно-карбонатным и флишоидным типами отложений.

Данные ГСЗ [65] подчеркивают также намеченную нами границу как гравитационную ступень, характеризующую важный тектонический рубеж. Сегмент с "мощной" корой продолжается с платформы на Добруджу, Скифскую и Мизийскую плиты.

Мизийскую плиту по комплексу перечисленных прямых геологических данных, данных дистанционных методов и широких сопоставлений можно отнести к дориейской Восточно-Европейской платформе, а ее структурную индивидуальность увязать с развитием новейшей Азово-Черноморской геосинклинали [65]. В такой трактовке рубежи платформы значительно расширяются на юго-запад за счет Мизийской плиты и северо-западной части Черного моря. Киммериды Северных Балкан, гипотетического Крымско-Балканского вала, Горного Крыма и Азовского вала рассматриваются как единая складчатая система северо-восточного (крымского) простирания, развивающаяся на южном kraю Восточно-Европейской платформы по типу киммерид (тихоокеанид) Северо-Востока Евразии [75].

Одна из наиболее характерных и выразительных черт подобных структур – наличие сопряженных с ними вулканических краевых систем. Эти тектоно-магматические элементы заложились и сформировались на рубеже коры континентального и океанического типов. Наметилась своеобразная андезитовая линия Крымско-Балканских киммерид, усложненных гетерогенными узлами, которые расположены в юго-западной части Донбасса, Симферопольском поперечном поднятии (Степной Крым), на Тарханкутском полуострове и в Северной Добрудже.

Юрская магматическая краевая система была унаследована в значительной степени структурами меловых вулканических образований в начальный этап развития альпийской новейшей Азово-Черноморской геосинклинальной системы. Могли не совпадать максимумы активности в связи со сменой северо-восточного структурного плана на северо-западный, близкий к широтному, на протяжении этого отрезка времени.

Андезитовая линия вулканической краевой системы обозначила геологическую тектоно-магматическую границу Восточно-Европейской платформы в Азово-Черноморском бассейне. Волновой, изломанный профиль андезитовой линии подчеркивает ее структурную сложность, существование геосинклинальных условий развития в жесткой платформе в местах ее так называемых внутренних углов (по Н.С. Шатскому) [109]. Это своеобразные зоны тектоно-магматической активизации платформенных структур в киммерийский (преимущественно средняя юра) и альпийский (ранний – поздний мел, а также поздний мел – начало палеогена) этапы развития. Они контролируют маг-

матические и гидротермальные процессы, а также режим осадконакопления, и, в частности, торфообразования. Киммерийские и альпийские "огненные дуги" контролируют в значительной степени и угленосные структуры.

Тектоно-магматический контроль угленосности в киммерийский и альпийский этапы развития складчатого обрамления и платформенных структур – один из наиболее важных установленных нами критерии поисков мезо-кайнозойских угольных месторождений на территории УССР.

В Крыму среди отложений средней юры были выявлены и изучены Бешуйское, Деминьевское, Биюк-Узенское, Комбичское, Писарское, Стильское, Запрудненское месторождения углей. Детальная разведка проведена на наиболее перспективном Бешуйском месторождении высокозольных каменных углей, расположенным в пределах Качинско-Курцовского антиклиниория. Угленосная толща здесь содержит два невыдержаных по мощности и простирацию пласти. Они распространены на ограниченной площади. Первый пласт достигает мощности 0,95 м, второй состоит из нескольких прослоев общей мощностью 1,2 – 2,0 м. Средняя зольность углей достигает 40 %. Остальные месторождения и углепроявления Крыма изучены слабо, запасы по ним не подсчитаны. Отмечается сложная тектоника этих месторождений [26]. Дальнейшее их изучение представляет исключительный интерес для выявления основных закономерностей формирования угленосных толщ мезо-кайнозоя западной части Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления, а также выяснения характера метаморфизма углей. Отметим, что каменные угли Бешуйского месторождения сменяются бурыми неметаморфизованными углями платформы и некоторых внутригорных впадин, где они или не претерпели заметных преобразований, или преобразованы неравномерно даже в пределах одного и того же пласта.

Высокая тектоническая активность и сейсмичность района Крыма сыграли, по-видимому, решающую роль в процессе метаморфизма углей. О сейсмичности как возможном факторе метаморфизма углей уже ставился вопрос [33], и он должен решаться в дальнейшем на более обширном и разнообразном материале и его сравнительном анализе.

Описание фациальных замещений угленосных отложений средней юры конгломератами и вулканогенными породами встречаем во многих работах по Крыму [24]. Среднеюрские отложения Балтиманской ложбины представлены конгломератами и песчаниками с прослоями бурого угля. На них залегают глинистые сланцы с прослоями песчаников с растительными остатками. Восточнее средняя юра увеличивается в мощности (400–500 м); среди аргиллитов и песчаников заметное место занимают туфы, туффобрекции и другие осадочно-вулканогенные породы.

По мнению В.Ф.Пчелинцева, раздробленные серые песчаники верхнего байоса в Гурзуфском районе вблизи с. Запрудное залегают в основании средней юры. Вместе с углистыми сланцами они представляют байосскую серию Бешуйского угольного месторождения, что подтверждается находками гагата у с. Запрудное.

В других районах Крыма среднеюрские отложения представлены также байоссими и батскими ярусами. Они принципиально угленосны и на платформе.

Краткая характеристика тектонического положения среднеюрских угленосных толщ Крыма и условий их размещения в зоне сочленения складчатых и платформенных структур свидетельствует о малой перспективности региона на промышленные залежи твердых горючих ископаемых. Однако месторождения и углепроявления Крыма представляют несомненный интерес в качестве полигона для изучения процессов углеобразования и метаморфизма и заслуживают в этом направлении дальнейшего изучения.

Кроме того, угленосные отложения, выявленные на дневную поверхность в Горном Крыму и на его отрогах, погружаются с увеличением мощности на значительные глубины в районах альпийских структур Равнинного Крыма и Тарханкутского п-ва.

В условиях асимметрично-блокового обратноступенчатого строения фундамента опущенные крылья блоков создают депрессии, выполненные значительными по мощности нефтегазо- и соленосными отложениями. Наиболее продуктивные горизонты формировались после периода интенсивной магматической деятельности и угленакопления – послевулканические ритмично-слоистые толщи. Для юго-западной части Черного моря они сформировались в палеогене. Верхняя часть разреза толщи (зона сжатия) собрана в пологие бескорневые брахи складки. В пределах депрессий они представляют наибольший интерес для поисков жидких и газообразных углеводородов.

На этой территории выявлены тектономагматические выступы доальпийского фундамента, которые активно развивались с юрского, а возможно, и более раннего времени. Они проявили себя как наиболее контрастные положительные формы типа узких горст-антеклиналей, и валов, которые сопровождают зоны разломов и определяются геофизическими методами. Насыщенность структур магматическими образованиями, которые по физическим параметрам резко отличаются от осадочных, дает возможность уверенно картировать их с помощью геофизических методов. Тектономагматическая природа этих структур, по которым получены отрицательные данные на нефть и газ, подтверждается бурением на смежных площадях Крымского полуострова.

Таким образом, полоса надразломных поднятий северной части Черного моря является тектономагматической потенциально рудоносной, мало перспективной на нефть и газ. Депрессии (20–40 км шириной), расположенные между поднятиями, – конседиментационные, компенсационные с массой захороненного органического вещества. Межразломные опущенные блоки фундамента (прогибы) наиболее благоприятны для промышленных концентраций нефти и газа, поэтому первоочередными объектами для поискового бурения в пределах шельфа Черного моря и Крымского полуострова следует считать локальные брахиантеклинали в контурах прогибов. Антиклинальные

структуры представляют собой бескорневые складки и не имеют прямой видимой связи со структурой фундамента.

Кроме того, рекомендуем с учетом залегания и условий преобразования угленосных толщ юры и мела развернуть поиски залежей газа под покрышкой ритмично-слоистой толщи майкопской серии, а также в зонах (ореалах) растяжения (изменение удельной плотности) осадков больших глубин.

При оценке перспектив Азово-Черноморского региона в целом на горючие полезные ископаемые и при прогнозных построениях необходимо учитывать строение фундамента, а также взаимоотношение двух структурных направлений осадочного покрова – киммерийского (северо-восточного) и альпийского (северо-западного).

Важным вопросом, далеко еще не решенным, является также вопрос о взаимосвязи киммерийских и альпийских структур с герцинскими, выразительность и особенность последних, прежде всего проблема герцинид Крыма, сравнение структур Донецкого кряжа и Добруджи. Выявлено много общих черт строения герцинского структурно-стратиграфического комплекса Донбасса и Днепровско-Донецкого грабена.

А.Я.Дубинский [26] рассматривает герцинские структуры Степного Крыма в составе синхронного с Большим Донбассом Предкавказского прогиба. На рис. 2 изображено непрерывное прослеживание гипотетического узкого прогиба в широтном направлении от Крыма через Ставрополье до Каспийского моря. Для подобных построений достаточных данных нет, пока еще мало материала о возможных структурах-аккумуляторах осадков, наполненных органическим веществом. По-видимому, структуры Крыма имеют иные связи, чем связи герцинид Добруджи и Донбасса. В эпоху интенсивного каменноугольного осадконакопления Крым и смежные с ним участки платформы представляли собой положительные структурно-геоморфологические элементы, разделяющие две структуры внутренних углов платформы – Донбасс и Добруджу.

Как и другие исследователи [5, 26, 111], мы высказали лишь возможный тектонический вариант взаимоотношений различных этажей складчатых сооружений и структурно-стратиграфических комплексов платформ в их пограничных частях на основании новых представлений о южной границе Восточно-Европейской платформы. Этот вопрос во многом требует доработки и комплексного изучения для оценки баланса органического вещества, которое могло претерпеть значительные преобразования на больших глубинах в условиях активных подвижек и трансформироваться в виде жидких и газообразных углеводородов в более молодые стратиграфические горизонты и формировать там их промышленные залежи.

Проблема угленосности Северной Добруджи, как и всего района Добруджи, не может быть успешно решена без определения тектонического положения этой структуры в составе складчатого обрамления юго-западной части Восточно-Европейской платформы.

Перспективы Добруджи на нефть, газ и уголь рассматриваются в сравне-

ни с Донбассом и Днепровско-Донецкой впадиной в связи с тем, что он представляет собой структуру, сформировавшуюся в условиях внутреннего угла платформы, в ее пределах.

Раннекарбоновую угленосность Северной Добруджи [40, 83, 116] можно сравнить с угленосностью Западного Донбасса. Есть основание предполагать, что в Северной Добрудже, где каменноугольные толщи более метаморфизованы, чем в Западном Донбассе, значительно более метаморфизованы и угольные пласти. Здесь можно ожидать залежи и высокометаморфизованных высокосортных, в том числе и дефицитных, коксующихся каменных углей.

Дальнейшее изучение взаимоотношений угленосных и нефтегазоносных структур в пределах Добруджи и на смежных территориях открывает новые перспективы рациональных поисков важнейших видов энергетического и химического сырья. Новое обоснование южной границы Восточно-Европейской платформы способствует также успешному решению вопросов юрской и меловой угленосности территории Украины, связанной с периодами их высокой тектонической мобильности и активного вулканизма. Кроме того, эти тектонические разработки открывают новые пути комплексной оценки полезных ископаемых всего Азово-Черноморского побережья и шельфовой зоны.

В отличие от структур типа Доно-Днепровского прогиба, объединяющего Донецкое складчатое сооружение в границах Донецкого края, Днепровско-Донецкую и Припятскую впадины и развивающегося как внутриплатформенная структура на продолжении внутреннего угла платформы, Добруджа участвует в строении Предкарпатской сложной краевой системы [75] и ее основание гетерогенно.

Герцинские и киммерийские структуры Добруджи, сохраняющие особенности строения внутреннего угла платформы, могут быть сравнимы со складчатым Донбассом.

Далее на северо-запад герцинскую краевую систему составляют передовой прогиб и платформенный склон герцинских пред-Карпат. Контрастность тектонических движений, по-видимому, здесь была выше, чем во внутриплатформенном Днепровско-Донецком грабене. Формирование насыщенных органическими остатками ритмично-слоистых толщ карбона также характерно для отрицательных структур краевой системы на западе, как и для структур внутриплатформенных. Пока можно достоверно утверждать, что практически все каменноугольные образования Добруджи, Львовско-Волынского прогиба и погребенных (перекрытых альпийскими образованиями) структур угленосны.

Угленосность Львовско-Волынского бассейна в юго-западном направлении от известных промышленных площадей не уменьшается. В этом направлении увеличиваются глубины залегания угольных пластов, метаморфизм углей и интенсивность дислокаций. В целом мощности угленосных образований, насыщенных кроме гумусовой органики и битумами, в сторону склад-

чатых Карпат, по-видимому, увеличиваются до замещения их флишоидными или другими геосинклинальными образованиями.

Прогноз структурно-формационной обстановки в каменноугольное время на границе передового прогиба герцинских Карпат может быть построен с учетом подобной обстановки для других регионов Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Для структур перехода от Донбасса к ДДС наблюдается смена угленосной паралической формации нефтегазоносными, также потенциально угленосными формациями, не залегающими на значительных глубинах. В юго-восточном направлении, в сторону Предкавказья и Прикаспия, угленосная формация сменяется флишоидной и флишевой.

Для герцинского этапа развития складчатых структур Евразии иногда выделяется сопряжение угленосных формаций передовых прогибов и субгеосинклиналей с флишевыми формациями миогеосинклинальных зон. По-видимому, также характерна смена угленосных формаций нефтегазоносными или их сочетание в пределах одной и той же структуры.

Тектонические, в том числе тектонофизические, критерии оценки наиболее благоприятных условий формирования, скопления и последующего распределения углеводородов являются ведущими среди поисковых критериев. На новом этапе освоения угольных, нефтяных и газовых месторождений необходим комплексный подход к изучению условий захоронения и продуктивизации углеводородов.

Для складчатых районов, где широко развиты толщи, содержащие значительное количество захороненной органики растительного и животного происхождения, может быть сформулирована закономерность о двух крупных тектонофизических зонах — скатия (верхней) и растяжения (нижней), сформировавшихся в результате опускания крупных блоков основания и образования синклинальных структур (депрессий). Наиболее общие положения этой закономерности были разработаны на конкретном материале депрессий ДДС [13]. Высказано также заключение о газоносности угленосных образований зон растяжения (разуплотнения) на значительных глубинах (4–5 км).

Подобные тектонофизические условия предполагаются в палеозойских отложениях внутренней зоны Львовско-Волынского прогиба, в зоне его сопл擅ения со структурами Предкарпатского альпийского прогиба и под альпийскими складками и надвигами.

2.2. ДОНЕЦКИЙ УЗЕЛ УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ

Одним из важных вопросов геологии Украины является вопрос о структурной позиции и происхождении Донецкого каменноугольного бассейна. Бассейн представляет собой узел максимального угленакопления в карбоне и территориально совмещен с не менее важной в сырьевом отношении Донбасской металлогенической областью, где разведаны крупные месторождения и установлены многочисленные проявления эндогенных полезных ископае-

мых. Природа структуры Донбасса остается до настоящего времени дискуссионной.

Первый этап решения проблемы происхождения Донбасса связан с работами А.П.Карпинского [36]. Уже около 100 лет в отечественной и зарубежной литературе высказываются все новые, во многом разноречивые суждения о происхождении и развитии бассейна как составной части Восточно-Европейской платформы. Опубликовано более 10 монографий и статей различных авторов под одним и тем же названием "Происхождение Донецкого бассейна", а общий список работ, в которых поднимается эта тема, превышает 90 наименований.

Наиболее полно история тектонических исследований бассейна изложена в работах Д.Н.Соболева [87–90], П.И.Степанова [93–95], Н.С.Шатского [108, 109], В.Г.Бондарчука [6], В.С.Попова [70, 71]. Выделяются три основных направления. Исследователи одного направления [4, 28, 88–90, 117] считают Донецкий бассейн геосинклинальным сооружением. Сторонники другого направления, основоположником которого был Н.С.Шатский [109], рассматривают Донецкий бассейн в составе прогиба Большого Донбасса как внутриплатформенный палеозойский прогиб, имеющий прямую связь с герцинскими складчатыми сооружениями Северного Предкавказья. И, наконец, сторонники третьего направления выделяют прогиб Большого Донбасса как самостоятельную, оригинальную структуру земной коры (самостоятельный генетически-структурный тип угленосного бассейна, по П.И.Степанову; краевой ороген – промежуточная структура между Кратоном и орогеном, по Л.Коберу; ровообразная субгеосинклиналь в теле платформы, по В.Г.Бондарчуку; авлакоген, по Н.С.Шатскому и А.А.Богданову).

В указанных классических работах рассматривается происхождение Большедонбасского (Доно-Днепровского) прогиба, включающего в виде составных частей территории Припятской впадины, Брагинско-Черниговского выступа, Днепровско-Донецкой впадины, Донецкого бассейна и так называемого Восточного Донбасса, или кряжа Карпинского. Все эти структуры имеют важную общую особенность: они, как отметил А.П.Карпинский, связаны общностью причины кражеобразовательного процесса, т.е. залеганием в пределах единой полосы, ограниченной крупными разрывами. Но наряду с этим каждая из них отличается настолько своеобразным характером формаций и типом складчатости, что может рассматриваться как самостоятельная, автономная структура. Большинство из структур до настоящего времени не имеет тектонических определений и обозначается свободными терминами "выступ", "бассейн", "кряж". Эта гетерогенность структуры прогиба во многом затрудняет решение проблемы его происхождения.

Донецкий бассейн – наиболее важная часть прогиба в промышленном отношении и наиболее сложная – в тектоническом. Многие вопросы региональной тектоники Донбасса (о границах бассейна, границе платформы в районе Донбасса, структурном типе бассейна, причине приподнятого его залегания по отношению к смежным частям прогиба) остаются пока не решенными и требуют рассмотрения.

3.2.1. Границы Донецкого бассейна

Существуют два способа определения границ бассейна: геологоструктурный и геолого-промышленный. В первом варианте под названием "Донецкий бассейн" понимается площадь выхода на дневную поверхность каменноугольных пород (выступ складчатого основания), ограниченная контурами распространения более молодых (пермских и мезо-кайнозойских) отложений, перекрывающих карбон. В основу такого определения границ положен структурный фактор (складчатость и высокое залегание). При этом вне границ бассейна остаются погруженный юго-восточный моноклинальный склон Донбасса, ряд угленосных впадин и другие участки.

При проведении геолого-промышленного районирования, принятого в практике геологоразведочных работ, Донбасс рассматривается в расширенных границах, охватывающих Петриковский, Новомосковский и Петропавловский угленосные районы Днепровско-Донецкой впадины и Старобельско-Миллеровскую угленосную площадь южного склона Воронежского кристаллического массива. Здесь в основу положен также только один фактор – Формационный (угленосность), и поэтому в границы бассейна искусственно включены крупные части смежных с ним самостоятельных структур платформы.

Наиболее рационален для решения данного вопроса комплексный структурно-формационный подход с учетом всего многообразия геологических характеристик бассейна – складчатости, магматизма, вещественного состава и мощности осадочной толщи, степени её метаморфизма и др.

Как известно, участок Доно-Днепровского прогиба, который находится восточнее открытого Донбасса (Восточный Донбасс), представляет собой типичную геосинклиналь, а примыкающая к Донбассу с запада Днепровско-Донецкая впадина – типичную платформенную структуру. Расположенный между ними Донецкий бассейн в региональном плане является обширной областью перехода геосинклинальной части Доно-Днепровского прогиба в его платформенную часть, и именно это промежуточное положение Донбасса определяет его тектоническую индивидуальность как единой геоструктуры.

По структурно-формационным признакам своеобразие Донбасса проявляется в следующем: переходной (промежуточной между линейной и купольной) складчатости; слабо выраженным, но разнообразном по составу палеозойском магматизме, который можно классифицировать как средний между геосинклинальным и платформенным; широком развитии комплекса переходных фаций, составляющих угленосную формацию донецкого карбона; умеренном метаморфическом преобразовании пород.

Площади развития каждого из этих процессов в общих чертах совпадают и приурочены к области открытого Донбасса. Однако в отдельных местах отмечается и их несовпадение. Например, прерывистая донецкая складчатость на западе бассейна замыкается по линии с.Еленовка – г.Ворошиловград, в то время как промышленная угленосность нижнего карбона продолжается более чем на 100 км западнее этой линии. Поэтому границы бассейна рассмат-

риают часто как расплывчатые, плавные зоны взаимопереходов. Такая точка зрения в настоящее время общепринята.

Новые данные, полученные при выявлении скрытых разломов фундамента Донбасса и изучении их роли в конседиментационном и постседиментационном формировании бассейна, показывают, что изменение структуры, состава и метаморфизма пород донецкого палеозоя в направлении на запад и восток происходит не постепенно или незаметно, как полагали А.Д.Архангельский [24] и многие его последователи, а на достаточно узких и строго фиксированных для всего разреза участках. В этом отношении наиболее важны восточная и западная границы бассейна.

Восточная граница Донбасса. На тектонической карте СССР масштаба 1:5 000 000 (1957) восточная граница Донбасса проводится, согласно представлениям Н.С.Шатского, по Ергенинской флексуре, которую на севере он связывает с Волжской, а на юге — с Минераловодской флексурой. В более поздних сводных работах по геологии открытого [70, 71] и Восточного [26, 28] Донбасса эта граница все более явственно обозначается по линии городов Ростов-на-Дону — Волгоград, т.е. приблизительно в 120 км западнее Ергенинской флексуры.

Впервые границу Донбасса по этой линии (вдоль течения Дона) наметил П.И.Степанов [93]. Позднее Д.Н.Соболев [88] здесь же выделил "киммерийскую правую" линию, указывая, что она проходит по восточной окраине обнаженной части Донбасса к Волгограду и служит его восточной, "правой" границей. Н.С.Шатский, не разделяя этого мнения, отмечал, что эта линия ("киммерийская правая") "совершенно условна и не получила пока конкретного геологического смысла" [109, с. 10].

Однако позже именно по линии Ростов-на-Дону — Волгоград А.Я.Дубинский [26] установил замещение угленосной формации донецкого карбона к востоку глинистой толщей преимущественно морских геосинклинальных отложений. По данным А.Я.Дубинского, пестрое чередование сланцев, песчаников, известняков и углей, характерное для карбона Донбасса, к востоку от Дона сменяется однообразной толщей аргиллитов и алевритов, в которой песчаники и известняки крайне редки, а угли не наблюдаются совсем.

В.С.Попов отмечает [70], что на протяжении от г.Шахты до Цимлянского водохранилища общее количество пластов угля в свитах $C_2^3 - C_2^7$ уменьшается от 180 до 75—50.

В целом он указывает, что восточный контур промышленно-угленосного карбона проходит примерно по Дону.

По Дону происходит также смена промежуточной складчатости открытого Донбасса линейной складчатостью его восточного продолжения, который сопровождается изменением простирации складок Донбасса к востоку от Дона с субширотного на юго-восточное. Это хорошо видно на сводных геологических картах и впервые было отмечено А.Я.Дубинским [26], который связывает изменение складчатости с поперечным Кондаковским поднятием и подчеркивает, что западнее его ни одна из линейных складок Вост-

30
юного Донбасса не может считаться линейной в прямом смысле этого слова.

С Кондаковским поднятием наряду с замещением угленосной формации донецкого карбона тяющей геосинклинальных безугольных отложений совпадают зона резких фациальных изменений в составе мезо-кайнозойского разреза. К востоку от Дона мощность платформенного покрова резко возрастает от 0 до 300—500 м. В составе его наиболее развиты морские фации, аналогично тому, как это происходит в зоне поперечного Еланчик-Ровенецкого глубинного разлома [47].

Кроме того, по данным повторного нивелирования [59], линия Ростов-на-Дону — Волгоград делит Восточно-Европейскую платформу на две части — опускающуюся восточную и вздымающуюся западную, т.е. эта зона и в настоящее время активна.

Все эти изменения режимов развития прилегающих участков по узкой и строго фиксированной зоне северо-восточного простирания можно рассматривать как надежный индикатор открытого поперечного глубинного разлома — Донского (рис. 3). К югу от Донбасса он проходит по восточному краю Ростовского выступа Украинского щита, а к северу соединяется с глубинными дислокациями, возбуждающими Волжскую флексуру [51].

По зоне Донского глубинного разлома в палеозое, мезозое и кайнозое происходило более интенсивное опускание восточного крыла по отношению к западному. В период каменноугольного осадконакопления восточнее Донского разлома сохранялся режим устойчивого морского бассейна, а к западу от него широко распространялись площади мелководья, что создавало обстановку паралического угленакопления (рис. 4). Следовательно, Донской глубинный разлом на всех этапах геологической истории Донбасса играл роль его естественной восточной границы и является таковой в современной структуре бассейна.

Западная граница Донбасса. Если переход угленосной формации в морскую сланцевую толщу на востоке бассейна выражен достаточно отчетливо и служит решающим обстоятельством в определении границы бассейна, то в установлении западной границы имеются дополнительные трудности. Количество угольных пластов Донбасса в направлении к Днепровско-Донецкой впадине заметно уменьшается (например, по интервалу $C_2^3 - C_2^6$ от 25 на северо-западе Донбасса до 11 в центральной части впадины). Но основные угольные пласти бассейна прослеживаются в Днепровско-Донецкой впадине почти на всем ее протяжении. Это дает основание считать, что в период каменноугольного осадконакопления ДДВ и Донбасс представляли одно целое.

Однако своеобразие Донбасса и ДДВ как автономных структурных областей настолько значительно, что даже этот важнейший признак — общность угленакопления — не может быть основанием для их объединения.

Большинство геологов придерживается мнения о том, что переход между Донбассом и ДДВ постепенный и осуществляется по некоторой переходной зоне, которую именуют по-разному: Д.Н.Соболев [87] и В.Г.Бондарчук

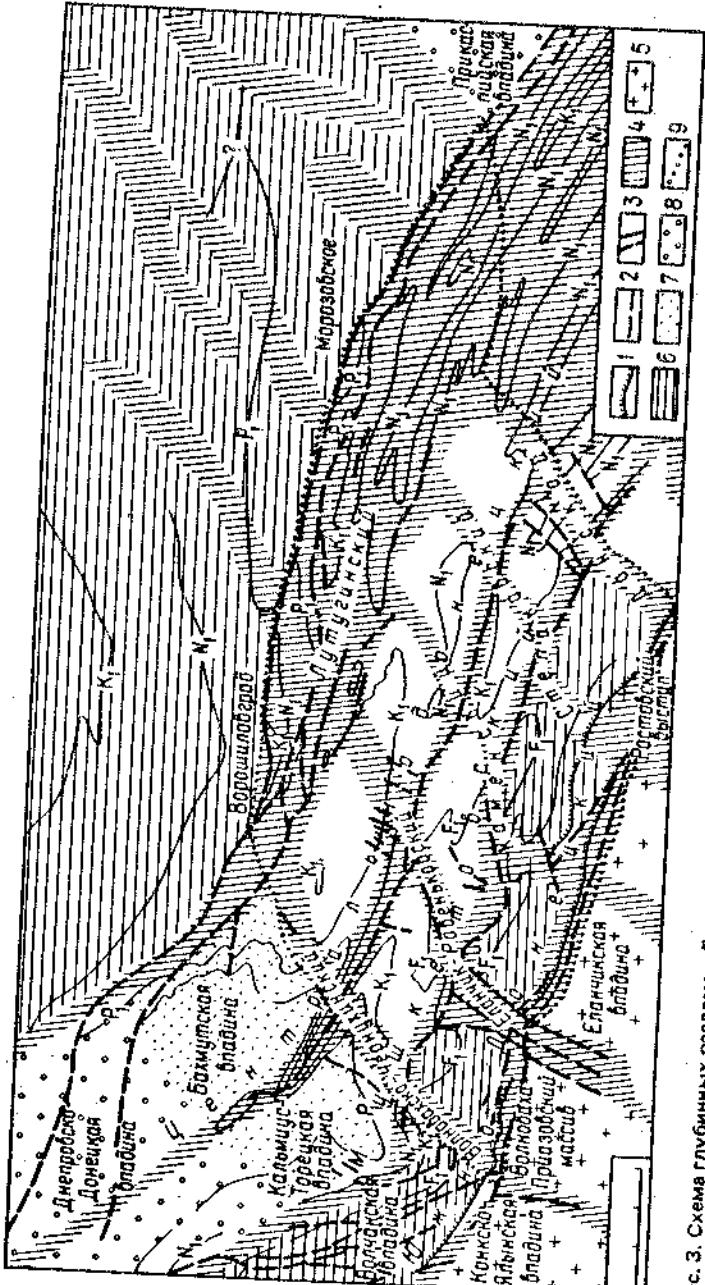


Рис. 3. Схема глубинных разломов Донецкого бассейна:
1 – подошва каменноугольных отложений; 2 – маркирующие известники карбона; 3 – разрывные нарушения; 4 – глубинные склоны Донбасса; 5 – западно-донецкий грабен;

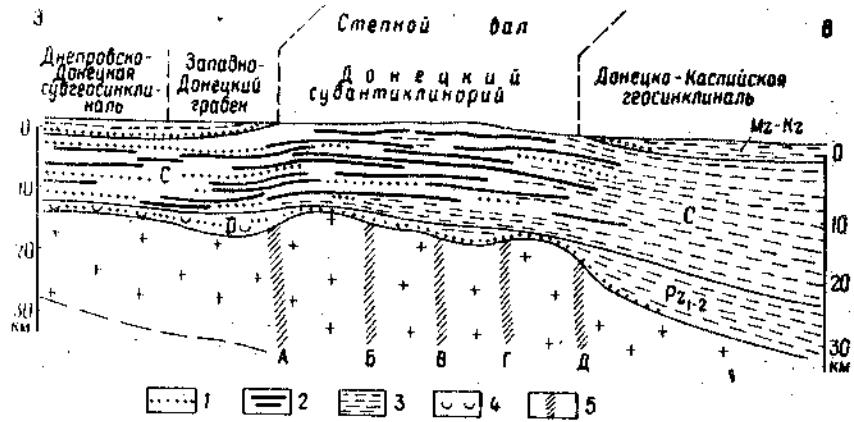


Рис. 4. Продольный разрез Донецкого бассейна:

1 – континентальные отложения; 2 – угленосная формация; 3 – морские отложения; 4 – соленосная формация; 5 – поперечные глубинные разломы: А – Волиновско-Чернухинский; Б – Еланчик-Ровенецкий, В – Каменский, Г – Степановский, Д – Донской

[16] – Изюмско-Славянской областью купольной тектоники; Б.С.Стерлин [96], М.В.Чирвинская и Н.Ф.Балуховский [4] – северо-западными окраинами Донбасса, некоторые исследователи (М.Ю.Лапкин, М.В.Чирвинская и др.) – зоной сочленения Донбасса и ДДВ. И.С.Шарапов [107] отмечает в этом районе Придонецкий краевой прогиб; В.К.Гавриш [19] для обозначения этой территории предлагает сразу три новых названия – Бахмутско-Конисская депрессия, Бахмутско-Волчанская депрессия, Западно-Донецкий грабен.

В структурном отношении эта область во всех вариантах охватывает территорию Волчанской, Кальмиус-Торецкой и Бахмутской владин. Для нее, очевидно, целесообразно сохранить название "Западно-Донецкий грабен" как наиболее соответствующее в географическом и структурном отношении.

Выделение этой широкой структуры, располагающейся в области сочленения Донбасса и ДДВ, по-прежнему не решает вопроса о западной границе Донбасса, так как территория Западно-Донецкого грабена по всем геологическим признакам (характеру складчатости, набору формаций, степени метаморфизма и др.) составляет неразрывное целое с Днепровско-Донецкой владиной, представляя собой наиболее погруженную восточную ее часть. Поэтому вопрос о западной границе Донбасса сводится к вопросу о границе между открытым Донбассом и Западно-Донецким грабеном. Так как различия в составе и мощности каменноугольных отложений Донбасса и Западно-Донецкого грабена выражены слабо, для определения западной границы бассейна решающее значение имеют постседиментационные признаки – складчатость, магматизм, метаморфизм. Все эти процессы выражены в пределах грабена и открытом Донбассе по-разному.

Прерывистая складчатость открытого Донбасса в западном направлении резко обрывается по линии городов Волноваха – Донецк – Ворошиловград и западнее ее только Главная антиклиналь прослеживается на расстояние около 20 км. Это исключительное положение Главной антиклинали объясняется приуроченностью ее к зоне продольного Центральнодонецкого глубинного разлома, общего для Донбасса и ДДВ, и не противоречит общей картины затухания.

Линия затухания складчатости совпадает с зоной поперечного Волновахско-Чернухинского глубинного разлома [46] и фиксируется в виде пояса поперечных флексур, по которым происходит замыкание главных складок бассейна и погружение каменноугольной толщи на глубину более 1000 м.

В отношении магматизма Волновахско-Чернухинский глубинный разлом является геологическим рубежом. Он определяет западный контур распространения девонских основных эфузивов на юге бассейна. В восточном (Донбасском) крыле разлома наблюдается полный разрез девона с мощностью эфузионного покрова свыше 300 м, а в западном – вулканогенно-осадочная толща девона резко выклинивается и нижний карбон залегает на докембрийском фундаменте.

В распространении групп метаморфизма углей Донбасса [62] зона Волновахско-Чернухинского разлома также играет ведущую роль. К востоку от нее находится обширная область развития донецких антрацитов, охватывающая всю территорию открытого Донбасса. В зоне разлома на расстоянии приблизительно 10–15 км происходит резкое снижение степени метаморфизма углей – от антрацитов к жирным и газовым, а далее к западу вся территория ДДВ, включая Западно-Донецкий грабен, характеризуется весьма слабым проявлением метаморфизма (преобладают газовые, длиннопламенные и переходные к бурым углям).

Различный режим геологического развития открытого Донбасса и Западно-Донецкого грабена продолжается в настоящее время, что проявляется в характере современных вертикальных движений земной коры. По данным повторного нивелирования железнодорожных реперов отчетливо устанавливается [52], что зона Волновахско-Чернухинского глубинного разлома, являясь поясом наиболее интенсивных восходящих движений (скорость поднятия 3,9–4,5 мм/год), отделяет устойчиво воздымающуюся ныне область открытого Донбасса (скорость в среднем 2,5–3,8 мм/год) от стабильно опускающейся территории Западно-Донецкого грабена ($-2,0 \pm -4,5$ мм/год).

Таким образом, с зоной Волновахско-Чернухинского глубинного разлома связаны резкое замыкание прерывистой Донбассской складчатости, скачкообразное падение степени метаморфизма углей и шарнирное изменение знака современных вертикальных движений земной коры, что позволяет рассматривать эту древнюю подвижную зону как естественную западную границу бассейна.

Южная и северная границы Донбасса более определены и понимаются всеми исследователями примерно одинаково.

Южной границей является Южно-Донецкий краевой шов шириной 10–12 км (зона сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом), который в составе крупнейшей Днепровско-Манычской разломной зоны простирается вдоль южного края Доно-Днепровского авлакогена на расстояние 2000 км.

Северная граница Донбасса, по В.С.Попову, А.Я.Дубинскому и др., проводится по зоне Северо-Донецкого надвига, или, с позиций глубинной разломной тектоники [48], – по внешнему контуру зоны Лутугинского глубинного разлома, в систему которого входит Северо-Донецкий надвиг (см. рис. 3).

Следовательно, каждая из четырех границ Донецкого бассейна представляет собой не плавную зону взаимоперехода, а определяется исторически обусловленной и строго фиксированной на местности сравнительно узкой (5–15 км) зоной глубинного разлома – Южно-Донецкого на юге, Волновахско-Чернухинского на западе, Лутугинского на севере и Донского на востоке. Южный и северный краевые разломы достаточно резко выражены и хорошо устанавливаются в современной структуре палеозоя. Восточный и западный разломы проявлены значительно слабее. Они скрыты главными продольными структурами бассейна и лишь в отдельных местах "просвечивают" сквозь почти 20-километровую толщу палеозойских пород.

2.2.2. Граница Восточно-Европейской платформы

В настоящее время существует единое представление о положении южной границы платформы на участке между устьем Дуная и Крымом, с одной стороны, и дельтой Волги и восточной окраиной открытого Донбасса – с другой. И только в районе Донбасса эта граница проводится разными авторами по-разному. Есть два основных варианта. В первом Донбасс рассматривается как платформенное образование и отделяется от герцинид Предкавказья по условной линии, проходящей от верховьев р.Сал и далее в широтном направлении через Азовское море [5]. Приблизительно по этой же линии границу платформы проводит В.С.Журавлев [30] в виде кулисообразных краевых швов восток-юго-восточного простириания, образующих систему "клавишей" в фундаменте Восточно-Европейской платформы.

Во втором варианте граница платформы оконтуривает выступ палеозоя Донбасса по линии Северо-Донецкого надвига, проходит по северо-западным и южным окраинам Донбасса до г.Ростов-на-Дону и протягивается далее по Азовскому морю на Перекопский перешеек [4, 28, 88–90, 117].

Главным критерием определения границы платформы обычно служит появление геосинклинальных формаций и линейной складчатости. Прослеженная в этом отношении Доно-Днепровский прогиб с запада на восток, можно установить, что в районе Донбасса эти изменения приурочены к восточной части границе – Донскому глубинному разлому. Здесь к востоку от Дона палеозой представлен типично геосинклинальной флишоидной толщей, смя-

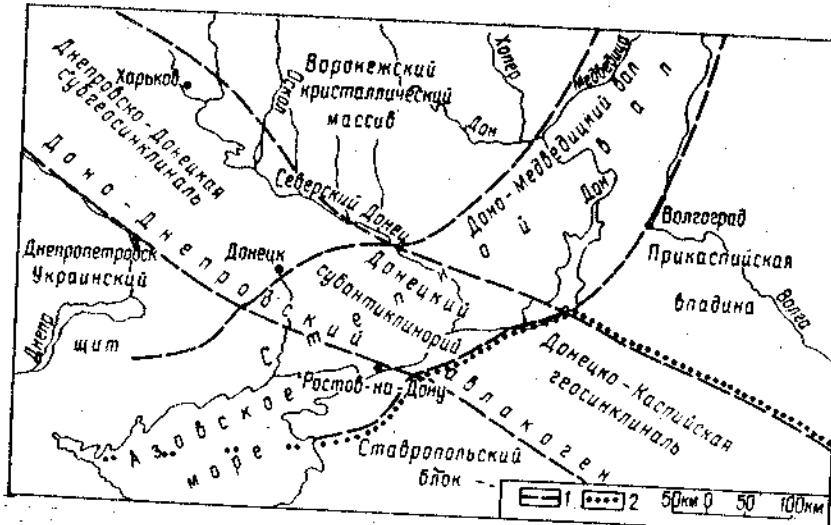


Рис. 5. Положение Донецкого узла углеобразования в структуре Восточно-Европейской платформы:
1 — краевые разломы планетарных подвижных зон; 2 — граница Восточно-Европейской платформы

той в систему линейных складок, а западнее Дона он имеет характерный донбасский переходный облик (переходные фации и переходная складчатость). Кроме того, под открытым Донбассом залегает жесткая плита докембрийского складчатого фундамента, отчетливо фиксируемая методами ГСЗ, т.е. здесь имеет место типичное для платформ двухъярусное строение с наследованием разломов фундамента в виде напряженных антиклинальных складок, а жестких блоков — в виде полей относительно спокойного залегания пород палеозоя с выдержанной мощностью и стабильным составом.

Поэтому восточная граница Донбасса — Донской глубинный разлом — является одновременно и границей платформы. По положению разлом увязывается с той условной линией, к которой приурочивает границу платформы А.А.Богданов, но простирается не в широтном, а в северо-восточном направлении, образуя с зоной северного краевого разлома Донбасса угол, близкий к прямому (рис. 5).

2.2.3. Причина приподнятого залегания Донбасса в современной структуре платформы. Степной вал

В структуре южной части Восточно-Европейской платформы Донецкий бассейн занимает особое положение. Он представляет собой единственный крупный выступ складчатого палеозоя, к западу и востоку от которого палеозойские отложения резко погружаются на глубину и на всем протяжении Доно-Днепровского авлакогена от Полесья до Каспийского моря нигде, кроме

юга Донбасса, не обнажаются. Возникают вопросы: почему именно территория Донбасса, т.е. площадь максимальной угленосности авлакогена, в современной его структуре приподнята настолько, что угленосные отложения карбона выведены на дневную поверхность? Существует ли связь между интенсивным угленакоплением в каменноугольном периоде и нынешним высоким залеганием угленосной толщи?

Эти вопросы, по существу, не обсуждались в литературе, хотя решение их может во многом объяснить происхождение Донецкого бассейна. Связывать приподнятое положение Донбасса с его более интенсивной, по сравнению с ДДВ, складчатостью нельзя, так как к востоку от Донбасса складчатость еще более интенсивна, однако карбон здесь, как и на территории ДДВ, перекрыт мезо-кайнозойским чехлом мощностью свыше 2 км.

Причину данного явления мы находим в том, что Донецкий бассейн расположен на южном продолжении своеобразной структуры Восточно-Европейской платформы — Доно-Медведицкого вала. Система северо-восточных глубинных разломов, образующих Доно-Медведицкие дислокации (от р.Медведица до г.Волгоград), продолжается на юг, в область авлакогена, и увязывается здесь с главнейшими поперечными глубинными разломами Донбасса — Волновахско-Чернухинским, Еланчик-Ровенецким, Каменским, Степановским и Донским.

Непосредственное южное продолжение Доно-Медведицкого вала представляют наиболее приподнятая западная часть бассейна (Западно-Донецкий горст) и обнаженная часть Приазовского массива. Более погруженная центральная часть бассейна увязывается на севере с Приволжской моноклиналью, или Волгоградским прогибом. Южным продолжением этой отрицательной структуры является погруженная часть Приазовского массива, располагающаяся между реками Грузской Еланчик и Дон.

Все пять поперечных глубинных разломов Донбасса вместе с сопровождающими их более мелкими поперечными разрывами и складками образуют в структуре юга Восточно-Европейской платформы единый крупный подвижный пояс земной коры шириной около 200 км и протяженностью более 1000 км. Этот пояс охватывает Приазовский кристаллический массив с Ростовским выступом, открытый Донбасс и систему глубинных нарушений, отделяющих Воронежский кристаллический массив от Прикаспийской впадины. По морфологии пояс подобен платформенному валу и выделяется как новый самостоятельный геологоструктурный элемент Восточно-Европейской платформы — Степной вал. Как и каждый глубинный разлом, входящий в его систему, в целом вал представляет собой структуру сжатия. Он проявляется как узкое сложное поднятие на границе крупных блоков платформы — поднятого западного (Украинский щит и Воронежский кристаллический массив) и опущенного восточного (Прикаспийская впадина и герцины Предкавказья). Узел пересечения Степного вала с подвижной зоной Доно-Днепровского авлакогена имеет форму слабо удлиненного прямоугольника, полностью охватывающего Донецкий бассейн. Последний в равной мере при-

надлежит и Доно-Днепровскому авлакогену и Степному валу, входя в них как составное звено (рис. 5).

По масштабу Степной вал сопоставим с подвижной зоной Доно-Днепровского авлакогена, но отличается от него режимом развития. В формировании авлакогена преобладали горизонтальное растяжение и опускание ложа с отдельными периодами сжатия и воздымания [105], а в формировании вала – сжатие и воздымание с отдельными периодами растяжения. С известным допущением структурную позицию Донбасса можно определить как узел пересечения долгоживущих грабена и горста.

Таким образом, приподнятое положение Донецкого бассейна объясняется пересечением Доно-Днепровского прогиба в этом месте с северо-восточной подвижной зоной Степного вала, имеющего устойчивую тенденцию к воздыманию.

Наложение двух взаимно противоположных тенденций развития (опускание в раме прогиба и воздымание по Степному валу), приведшее в итоге к высокому залеганию донецкого карбона, имело место и в период каменноугольного осадконакопления, проявляясь в виде постоянной пульсационной Днепровского авлакогена постоянно тормозилось в районе Донбасса воздымание его территории по зоне Степного вала. Тем самым на территории бассейна постоянно создавались условия для частого возрождения переходных ложа бассейна. Во все последующие эпохи, начиная с позднего карбона, в Донбасском узле пересечения планетарных разломов зон преобладало воздымание по Степному валу, в то время как смежные участки авлакогена (ДДВ на западе и кряж Карпинского на востоке) по-прежнему медленно погружались. Судя по резким изменениям состава и мощности молодых осадочных образований, окаймляющих выступ палеозойских пород Донбасса, послекающимся непостоянно, имели резко сокращенные по отношению к примыкающим регионам мощности и более грубые фации. Поэтому не случаен, а вполне закономерен тот факт, что Донбасский узел Доно-Днепровского авлакогена, заторможенный Степным валом в раннем и среднем карбоне и аккумулировавший благодаря этому большие запасы каменного угля, впоследствии (к нынешней эпохе) оказался наиболее приподнятым.

2.2.4. Структурный тип Донецкого бассейна

Термин "бассейн" вошел в структурную геологию из области экономической географии, структурно обезличивая важнейшие сырьевые регионы земной коры. В связи с отсутствием общепринятого тектонического определения палеозойского складчатого основания, "Донецкое складчатое сооружение", "Донецкий прогиб", "Донецкий кряж", "Донецкий синклиниорий", "Донецкий грабен", "Донецкий ороген" и др.

Регион, происхождение которого остается спорным, лишен собственного структурного имени. Иногда структуру бассейна определяют прямо противоположными терминами. Например, в одной из сводных работ по тектонике авлакогена [19] Донбасс определяется то как горстообразное поднятие (с.178), то как грабен (с.116).

На ранних этапах изучения тектоники бассейна в качестве наиболее существенной его особенности было отмечено ваннообразное строение кристаллического ложа, что явилось главным аргументом для определения Донбасса как структуры отрицательной (грабен, синклиниорий, прогиб). В действительности это так и есть. В поперечном разрезе (от Украинского щита к Запорожскому кристаллическому массиву) Донбасс соответствует типичной впадине или прогибу. Однако этот разрез не отражает особенности строения бассейна, являющегося одной из многих ячеек Доно-Днепровского авлакогена. Поэтому в поперечном сечении нельзя установить принципиальных различий, например между Донбассом и Днепровско-Донецкой или Припятской впадинами.

Истинное положение бассейна как составного звена авлакогена следует определять, исходя из его соотношения со смежными звеньями, т.е. из продольного разреза авлакогена. В таком сечении (см.рис. 4) отчетливо выражено приподнятое, антиклинальное строение бассейна с выходом на поверхность наиболее древних среднекаменноугольных пород.

Краткого термина для обозначения такого типа структур в тектонической терминологии нет. Платформенное происхождение, изометрическая форма и умеренная дислоцированность палеозойской толщи сближают Донбасс с выделенными Н.С.Шатским платформенными структурами II порядка – плакантклиналями. Однако, будучи не только платформенной структурой, но и частью авлакогена, Донбасс более контрастен, чем обычные плакантклинали, и снят в относительно крутые внутренние складки более высоких порядков. Этим он подобен геосинклинальной структуре – антиклиниорию, но в сравнении с типичными антиклиниориями Донбасс – слишком пологая структура, т.е. представляет собой нечто среднее между платформенной плакантклиналью и геосинклинальным антиклиниорием. В тектонике бассейна отчетливо проявляются черты той и другой структур. Поэтому наиболее правильно определять структуру Донецкого бассейна как субантиклиниорий.

Один из важнейших признаков антиклиниорных сооружений – сокращенная мощность осадочных толщ по отношению к смежным впадинам, на существующих картах изопахит донецкого палеозоя пока не зафиксирован. Однако имеются сведения [53, 60, 62] о том, что мощность среднекаменноугольных отложений в зоне Волновахско-Чернухинского глубинного разлома аномально для Донбасса возрастает с юго-востока на северо-запад, т.е. в направлении общего регионального уменьшения мощностей. Это указывает на конседиментационное воздымание в карбоне открытого Донбасса относительно Кальмиус-Торецкой и Бахмутской впадин. Можно предполо-

жить, что по мере развития глубокого бурения в пределах этих конседиментационных впадин будет получен документальный материал, подтверждающий имеющиеся единичные данные.

Таким образом, с позиций глубинной разломной тектоники Донецкий бассейн – это тектонический узел планетарного масштаба, ограниченный глубинными разломами и обладающий постоянной тенденцией к воздыманию по поперечным глубинным разломам. Формой проявления этого погребенного узла служит положительная структура Доно-Днепровского прогиба – Донецкий субантиклиниорий.

2.2.5. Морфологические и возрастные соотношения пересекающихся тектонических форм

Донецкий бассейн представляет классический пример пересекающихся складчатых и разрывных структур. Главная (СЗ 310°) и поперечная (СВ 20–40°) складчатости бассейна определяются погребенными (скрытыми) глубинными разломами его докембрийского кристаллического основания [23, 50–53]. Главную складчатость и согласные ей разрывные нарушения угленосного карбона создают продольные Южно-Донецкий краевой (определенный зону сочленения Донбасса с Приазовьем), Мушкетовско-Персиатскую Главной антиклинали и Лутугинский (северный бортовой, определяющий систему северной зоны мелкой складчатости) глубинные разломы.

Поперечные структуры, выделенные впервые П.И.Степановым [93] как естественные при складкообразовании явления воздымания и соответствующего погружения осей продольных складок, в свете современных данных [48, 50, 52] также являются поверхностным отражением погребенных глубинных разломов соответствующего (северо-восточного) простирия: Волновахско-Чернухинского и Еланчик-Ровенецкого (в пределах украинской части бассейна), Каменского, Степановского и Донского (в Ростовской области РСФСР). Как продольные, так и поперечные разломы отстоят друг от друга в среднем на 35–40 км, образуя характерную мозаику жестких блоков и закономерную систему тектонических узлов, в целом равномерно расположенных на площади бассейна.

В пределах Донбасса выделяется около 20 таких узлов [54], которые в современной его структуре проявляются как участки (площадь 80–100 км²) аномально напряженных складчатых и крупноамплитудных (до 3000 м) разрывных дислокаций двух направлений и как участки интенсивного развития дайковых пород (в южной части бассейна) и эндогенных орудайоны (глубинные тектонические узлы), Еленовский, Донецкий, Амаросильский, Краснодонский, Барил-Крепинский тектонические узлы (потенциальные рудные районы).

Зоны глубинных разломов в угленосной толще проявляются в виде уз-

ков (1,0–10 км) полос относительно круtyх антиклинальных (продольных) или валообразных (поперечных) складок, нарушенных в сводах системами «уборалльных», разветвляющихся и сочленяющихся разрывов. К этим полосам приурочены и ими обусловлены ступенеобразные погружения фундамента (бортовые разломы), пояса фациальных замещений и резких изменений мощности карбона (Еланчик-Ровенецкий, Донской разломы), ступени геотектонизма углей (Волновахско-Чернухинский разлом), дайковые поля и другие аномальные геологические явления.

Пересекающиеся разломы фундамента обладают наряду с большими (до 3 км) амплитудами вертикального перемещения крыльев весьма значительными (до 7,5 км) амплитудами горизонтального перемещения разделенных ими блоков и являются по существу взбросо- или сбросо-сдвигами.

Детально изученное в Южном Донбассе сложное сочетание пересекающихся долгоживущих разрывов уникально, по крайней мере для Восточно-Европейской платформы, и представляет собой благоприятную природную модель для изучения одного из важных и сложных вопросов геотектоники – о структуре тектонических узлов. В менее изученных районах на участках пересечения сдвигов далеко не всегда удается хотя бы уверенно отделить деформации, вызванные одним из сдвигов, от подобных им наложенных деформаций, порожденных другим сдвигом. Кроме того, отсутствуют сведения о тектоно-физическом режиме осадочной толщи на этих участках, о закономерностях расположения мелкоамплитудных разрывов и трещин в тектонических узлах.

Благоприятными условиями для изучения структуры тектонических узлов являются комплекс детально стратифицированных осадочных толщ (от девона с небольшими перерывами до четвертичных), хорошая обнаженность и исключительно высокая степень разбрунности территории (на многих участках Южного Донбасса сеть скважин настолько густа, что глубина этих скважин оказывается большей, чем расстояние между ними в плане).

Повсеместное развитие тектонических узлов сдвигового типа в шахтных районах открытого Донбасса определяет необходимость детального их исследования для изучения структуры бассейна на больших глубинах, прогнозирования горно-геологических условий отработки каменного угля, минерагенических исследований, поисков и разработки месторождений рудных полезных ископаемых в условиях действующего угольного бассейна.

Пересекающиеся сдвиги Южного Донбасса разноименные: продольные разрывы обладают правосторонним смещением, поперечные – левосторонним [47, 55].

Во всех установленных случаях перемещение жестких блоков по пересекающимся сдвигам происходит в направлении равнодействующих сил. Эти силы представляют собой результатирующие векторы горизонтальных напряжений, сообщаемых каждому блоку обоими сдвигами. В случае примерно равных амплитуд горизонтального смещения по обоим сдвигам (а именно такие соотношения характерны для тектонических узлов южной части Донец-

кого бассейна) горизонтальное перемещение жестких блоков происходит в направлении условных биссектрис тектонического узла. При этом два из четырех блоков, примыкающих к тектоническому узлу, неизбежно испытывают взаимное сближение в плане, а два других, наоборот, раздвигаются (рис. 6, I).

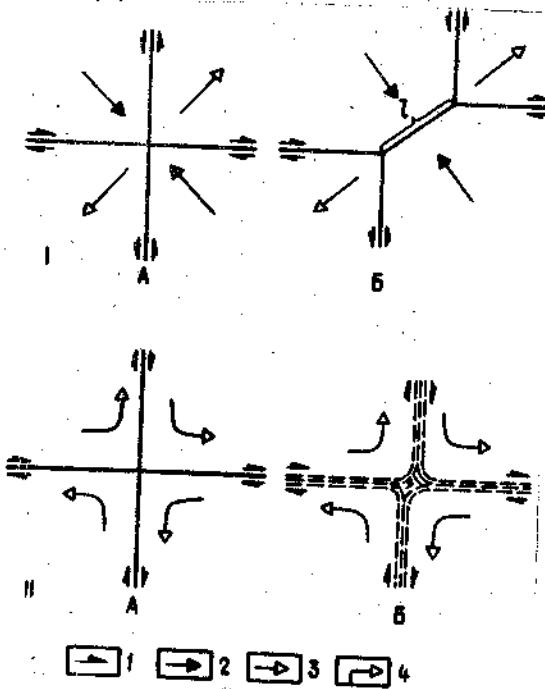


Рис. 6. Распределение горизонтальных напряжений в узлах пересечения.

Долгоживущие сдвиги: I – разнонаправленные (правый и левый), II – однотипные (два правых);

A – исходное положение (до перемещения блоков); B – итоговая картина (I – зона взаимного смещения); и направления: 1 – относительных перемещений крыльев сдвига, 2 – сжатия, 3 – растяжения, 4 – вращения

В результате такого сближения между блоками развиваются интенсивное сжатие и подвороты пластов до вертикального и даже опрокинутого залегания при обычном их угле падения 12–18°. Особенно хорошо это проявлено в Войковском и Васильевском тектонических узлах.

Войковский тектонический узел (рис. 7) образован пересечением субмеридионального Войковского взбросо-сдвига (левое смещение около 2 км) и субширотного Колосковского сбросо-сдвига (правое смещение 800–1000 м). Площадь тектонического узла (область развития дробленых пород фундамента, аномально крутого и опрокинутого залегания осадочных толщ) составляет около 4 км². Сближение Новозарьевского и Кальмиусского блоков, вызванное смещением их по зонам сдвигов, привело к тому, что известняко-вая толща нижнего карбона (свита C₁) и эфузивная свита среднего девона, залегающие в опущенном Кальмиусским блоком, на глубине свыше 1 км вовлечены в крутую опрокинутую складку и в пределах тектонического узла выведены на докайнозойскую поверхность.

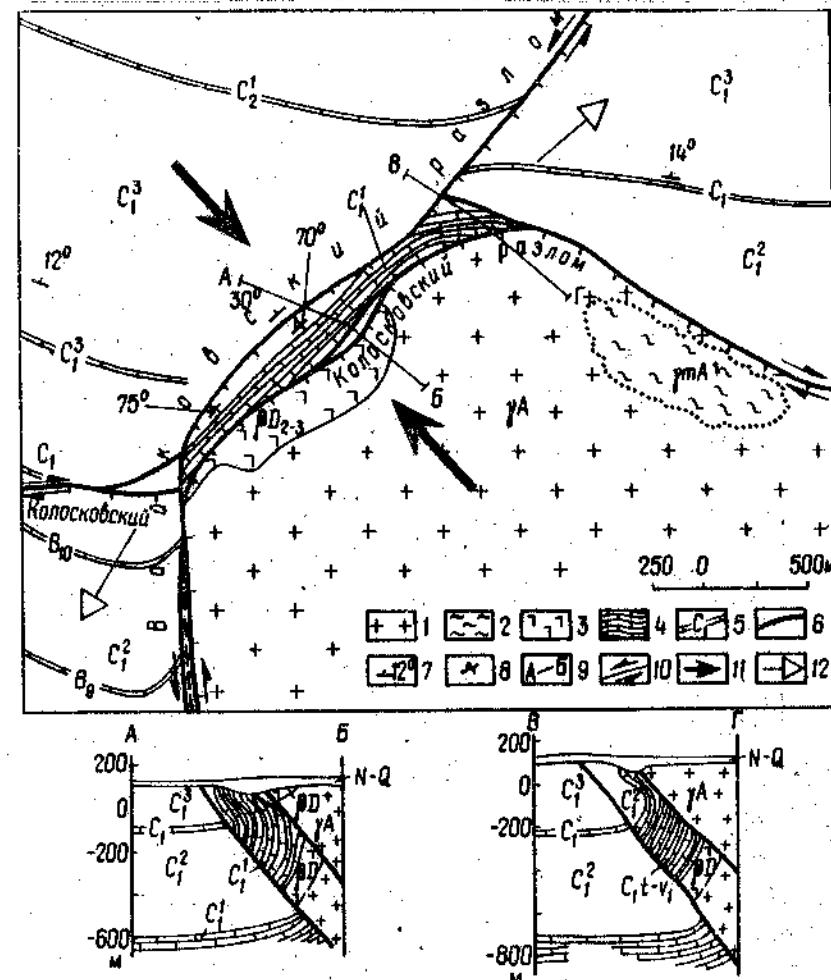


Рис. 7. Строение Войковского тектонического узла (кайнозойские отложения сняты): 1 – граниты мелкозернистые; 2 – мигматиты биотитовые; 3 – базальты и лавобрекции основного состава; 4 – известняковая толща (свита C₁); 5 – маркирующие известняки карбона; 6 – зоны сдвигов; 7 – падение пластов; 8 – опрокинутое залегание; 9 – пинии разрезов; 10 – направление горизонтальных перемещений по сдвигам; 11 – направление равнодействующих сил сжатия; 12 – то же, растяжения

Нижнекаменноугольные отложения находятся здесь в опрокинутом залегании: известняковая свита C₁ залегает вблизи поверхности, а более молодые терригенные свиты – на глубине. Опрокинутое залегание однозначно устанавливается также внутри известняковой толщи по обратному порядку смены комплексов микрофауны.

Аналогичное строение имеет и Васильевский тектонический узел, образованный пересечением Войковского и Васильевского субширотного взбросо-сдвигов (правое смещение 3–3,5 км). Узел занимает несколько большую площадь (до 6 км²), осложнен серией даек андезитовых порфиритов и отличается особенно интенсивным дроблением пород.

По данным бурения плоскости сдвигов сопровождаются зонами дробления мощностью до 180 м. Эти зоны хорошо устанавливаются в кернах. Так, докембрийские гранитоиды в непосредственном контакте с зоной дробления нередко имеют сравнительно свежий облик, и о близости нарушения могут свидетельствовать необычно большое количество мелких даек диабазов (до 5–7 на 1 м керна), интенсивное ожелезнение породы или появление милонитов.

В самой зоне дробления обломки гранитоидов изменены намного сильнее и встречаются, как правило, в виде зеленовато-черной глинисто-каолинистой рыхлой массы, нередко также в виде достаточно прочных обломков с различной порфиробластовой структурой. Размеры таких обломков 0,1–2 м, иногда более. Например, в узле пересечения Васильевского разлома с Павловским (район с. Покрово-Киреево) скв. 162 фиксирует в виде ксенолита в андезитовом порфириите, заполняющем тектонический узел, обломок граносиенита размером 45 м (расстояние между ближайшими скважинами 40–80 м).

В известняковой толще зоны дробления также хорошо опознаются по керновому материалу. По мере приближения к зоне кристаллические известняки содержат все большее количество кальцитовых прожилков различной ориентировки и мощности (от волосовидных до 0,5 м). В толще известняка эти прожилки пересекают друг друга, нередко наблюдается их взаимное смещение. Зеркала скольжения больше характерны для глинисто-известковых сланцев (нижняя часть зоны С^{1b}) и крупных прожилков кальцита. В известняках они встречаются реже.

В зоне дробления известняки выщелочены и перетянуты до состояния тектонической глины самой различной окраски – зеленовато-черной, бурой, охристо-желтой и белой. Обломки доломитизированных известняков более устойчивы к дроблению и выщелочены в меньшей степени (до состояния доломитового песка).

В брекчии тектонического узла очень часто заключены обломки пород, отличных от тех, которые непосредственно контактируют по зоне разлома. Так, в пределах Васильевского узла в зоне тектонического контакта пород докембрия с визейскими известняками отмечены на глубине 120–160 м многочисленные обломки девонских базальтоидов и песчаников, залегающих в опущенном крыле разлома на глубине более 600 м.

Силы горизонтального сжатия, возникшие в Васильевском тектоническом узле за счет сближения Еланчикского и Каракубского блоков, были настолько интенсивны, что в пределах узла кроме субвертикальных образовалось несколько почти горизонтальных (угол падения 5–10°) плоскостей

разрыва, по которым контактируют разновозрастные породы с выпадением части разреза мощностью до 350 м (рис. 8, 9).

Наряду со сближением и сжатием блоков в узлах пересечения одноименных сдвигов в процессе длительного совместного разлома происходит также весьма своеобразное взаимное смещение пересекающихся разломов: продольный сдвиг смещается попеченным, а поперечный в свою очередь – продольным. Как следствие этого в пределах тектонических узлов образуется специфический участок разломной зоны, общий и для продольного и для поперечного сдвигов (зона взаимного смещения, см. рис. 6, 7).

Ширина зон взаимного смещения в плане колеблется от 300–400 до 1000 м, в то время как мощность по проходке зон дробления каждого сдвига в отдельности в среднем составляет 80–100 м. По керну скважин зоны взаимного смещения сложены раздробленными обломками пород района (докембрийских гранитоидов, девонских основных эфузивов и поймиктовых гравелитов, нижнекарбоновых известняков и содержащихся в них кремней), смешанных с темно-серой и черной карстовой глиной (см. рис. 7). В отдельных случаях породы в зонах смещения, хотя и испытывают дробление и сложную пластическую деформацию, но следуют друг за другом в закономерной последовательности (в нормальном или опрокинутом залегании).

Простирание зон смещения в южной части Донецкого бассейна СВ 40–50°, т.е. по отношению к ортогональной системе разломов, образующих тектонические узлы, они ориентированы в диагональном направлении. Это создает условия для возникновения системы диагональных трещин, которые на участке пересечения разломов, как правило, преобладают над ортогональными. Учитывая, что площадь тектонических узлов весьма незначительна (1–10 км²) и что в малоизученных районах их далеко не всегда удается установить прямым наблюдением, появление аномально интенсивной диагональной трещиноватости в прибрежных частях разломов может служить косвенным признаком близости тектонического узла.

В зонах взаимного смещения, как правило, концентрируется максимальное количество даек. При этом даже в тех случаях, когда в зонах сдвигов при глубине скважин 350–500 м дайки вблизи узла не встречены, в зоне смещения эти дайки непременно есть (Васильевский, Шевченковский, Кумачевский узлы). Здесь же отмечаются наиболее интенсивное дробление пород

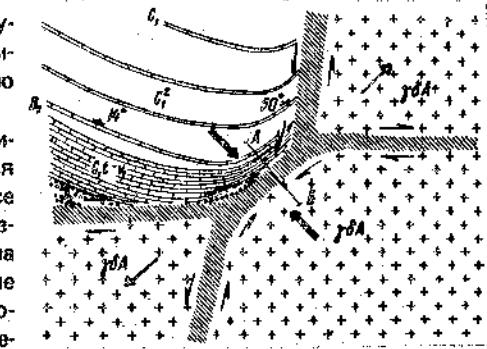


Рис. 8. Строение Васильевского тектонического узла.

Условные обозначения те же, что для рис. 7

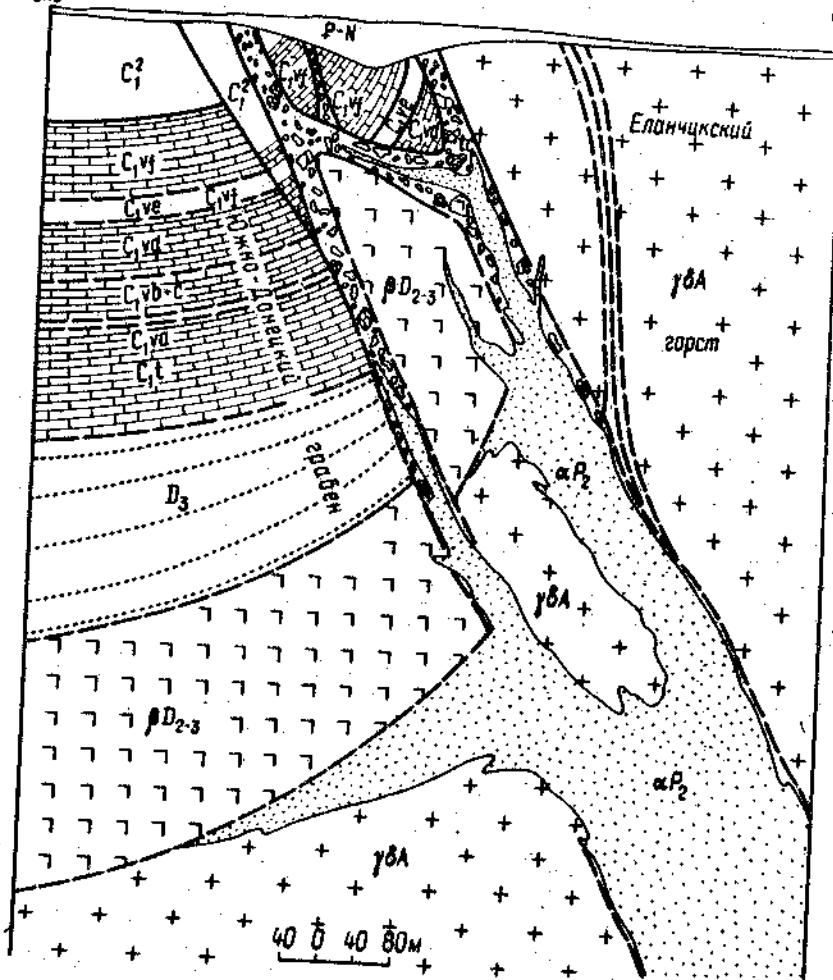


Рис. 9. Геологический разрез зоны взаимного смещения Васильевского и Войковского долгоживущих сдвигов.

Условные обозначения те же, что для рис. 7

и, без исключений, повышенные содержания в них различных рудных элементов. Поэтому "зоны взаимного смещения" являются наиболее важными в поисковом отношении участками тектонических узлов и расцениваются как первоочередные объекты для постановки буровых работ.

Существенная особенность строения рассматриваемых узлов заключается также в том, что очередные молодые подвижки по зонам ранее сместив-

шихся сдвигов не рассекают жесткий фундамент каждый раз по новой прямой линии, а коленообразно приспособливаются к своей древней смещенной зоне, повторяя каждый ее изгиб. Наиболее отчетливо это выражено в узле пересечения Павловского долгоживущего взброса с Комсомольским сбросо-сдвигом (Кумачевский тектонический узел). Павловский разлом смещен здесь вправо на 800 м, и каждый из его смещенных отрезков (южный и северный) в равной степени подновлялся в позднедевонский, раннепермский, дораннемеловой и дат-палеоценовый периоды активизации разломов. Характерно, что подновление этого уже смещенного разлома в последний период ($K_2 - P_1$) было весьма значительным, в то время как для Комсомольского ("смещающего") разлома послемеловое смещение при той же степени разбурренности установить не удается. Оказывается, таким образом, что смещенный разлом (Павловский) по времени своего последнего подновления моложе, чем смещающий его Комсомольский сбросо-сдвиг.

Поэтому при изучении возраста пересекающихся разломов приходится учитывать, что нередко наблюдаемое смещение в плане одного разлома другим может расцениваться как надежный показатель их относительного возраста только для приповерхностных ("одноактных") разломов. Для разломов глубинных (долгоживущих, многофазовых) это смещение таким критерием служить не может.

Таким образом, важнейшими особенностями структуры узлов пересечения разноименных сдвигов при неглубоком залегании фундамента являются: образование "зон взаимного смещения" (искривление в плане обоих пересекающихся сдвигов), интенсивное сжатие этих зон перпендикулярно их простирианию (ближение двух блоков) и растяжение по простирианию (раздвигание двух других блоков).

В целом для Донбасса амплитуды правостороннего сдвига по продольным глубинным разломам значительно больше, чем левосторонние смещения по поперечным разломам, так что последние, особенно в центральных частях бассейна, где мощность осадочной толщи превышает 15 км, подавляются и маскируются продольными сдвигами, оставаясь практически неустановимыми. Это, однако, не означает, что подвижки по поперечным разломам не происходили в юные (киммерийскую, ларамийскую) фазы тектогенеза, так как подобная картина — кажущееся затухание поперечных форм при подходе к главным продольным, характерна для большинства складчатых областей [102].

Так, в восточной части Центрального района Донбасса к поперечным формам относятся Юнкомовский и Булавинский надвиги и контролируемые ими поперечные флексуры. Простириание их (рис. 9) вне зоны влияния Центральнодонецкого, правостороннего сдвига, определяющего Главную антиклиналь, СВ $30-40^\circ$, на крыльях складки — субширотное. Оба надвига на разных крыльях антиклинали затухают в отложениях свиты C_2^3 . Объяснение этого факта с учетом установленных выше особенностей сочленения разрывов в Донбассе приводит к следующим выводам:

1. Юнкомовский и Булавинский надвиги представляют две части единого разрывного нарушения, разобщенного Центральнодонецким глубинным разломом. Изменение простираций надвигов в крыльях складки на субширотное является результатом подъема глубоких горизонтов в своде антиклинали и размыва сместителей надвигов по их падению. Затухание надвигов в отложениях свиты C_2^3 свидетельствует о том, что они распространялись на глубину не более 2,0–2,5 км (взята мощность интервала $C_3 - C_2^3$). Естественно предположить, что и другие, генетически родственные им надвиги на крыльях Главной антиклинали также затухают в этих пределах глубин. Изменение простираций надвигов и их глубокий размыв свидетельствуют о молодом, парамийском, возрасте последних подвижек по Центральнодонецкому глубинному разлому, синхронных подвижках по Северо-Донецкому и Мушковско-Персиановскому разломам, смещающим верхнемеловые породы.

2. Прямолинейная трассировка северо-восточных отрезков обоих надвигов выявляет горизонтальное смещение Булавинского надвига относительно Юнкомовского к востоку на 7,0–8,5 км, что отражает амплитуду правостороннего сдвига по продольному Центральнодонецкому глубинному разлому. Наблюдающееся ныне противоположное падение сместителей Булавинского (северо-западное) и Юнкомовского (юго-восточное) надвигов вызвано действием противоположных горизонтальных напряжений в крыльях Главной антиклинали и отражает частичное поглощение амплитуды Центральнодонецкого глубинного сдвига (рис. 10).

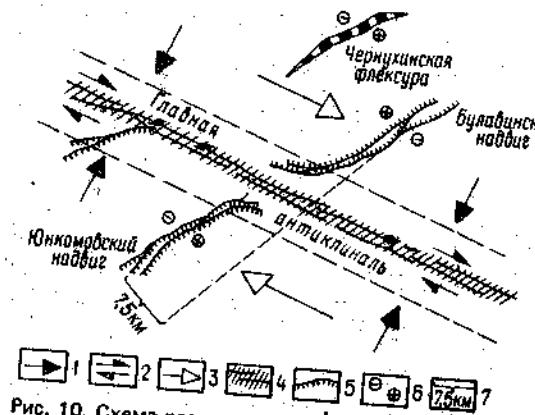


Рис. 10. Схема распределения горизонтальных напряжений в зоне Главной антиклинали:
 1 – направление складкообразующего сжатия; 2 – направление правостороннего сдвига по зоне Центральнодонецкого глубинного разлома; 3 – направление горизонтального перемещения крыльев Главной антиклинали; 4 – зона разрывающих взбросов надвигов Центральнодонецкого глубинного разлома; 5 – надвиги; 6 – относительные вертикальные перемещения; 7 – предполагаемая амплитуда сдвига.

Приведенные в настоящем разделе данные характеризуют соотношения полосальных, единичных нарушений, однако подобная картина коленообразного смещения вправо поперечных структур при подходе к продольным разломам типична и для поперечных глубинных разломов в целом при ширине их 10–12 км. Так, важнейшая поперечная структурная зона Донбасса – Волновахско-Чернухинский глубинный разлом, проявляющийся на юге бассейна в виде сложно дислоцированного свода Александринской антиклинали, коленообразно смещается к востоку на 3–4 км при пересечении с Мушковско-Персиановским бортовым глубинным разломом и трассируется к северу от него по системе поперечных флексур Донецко-Макеевского района [48]. При пересечении им Главной антиклинали (Центральнодонецкого разлома фундамента) снова происходит коленообразное смещение вправо (к востоку) на 4,5–5 км, и далее к северо-востоку разлом уже трассируется по Чернухинской флексуре.

Указанные структуры относятся к единой разломной зоне по следующим признакам: согласному простирианию ($CB\ 30^\circ$), общей морфологии (антиклиналь-флексуры, осложненные надвигами северо-западного падения), отчетливой ступени по фундаменту (западное крыло повсеместно опущено по отношению к восточному на 2–4 км и образует цепочку сопряженных впадин – Волчансскую, Кальмиус-Торецкую, Бахмутскую, примыкающих к открытому складчатому Донбассу), резкому падению к западу вдоль этой зоны степени метаморфизма углей (от марок А, ПА до Д на расстоянии 10 и 15 км в плане, что нигде в других районах бассейна не наблюдается), повсеместной ртутоносности Волновахско-Чернухинского разлома от Никитовского месторождения на юг до Приазовского массива.

Принимая в качестве установленного исходного положения коленообразный характер сочленения разрывов и правостороннее их смещение, мы находим южное продолжение Волновахско-Чернухинского разлома (в пределах Приазовья) по зоне Мануйльского разлома, определяющего своим западным крылом Коньско-Ялынскую впадину, аналогичную Западно-Донбасским и составляющую с ними по мезозойским отложениям неразрывное целое (см. рис. 3).

Такого же типа коленообразное сочленение характерно и для поперечно-го Еланчик-Ровенецкого глубинного разлома.

Глубинные разломы Донецкого бассейна, как и возбуждаемые ими складчатые и разрывные дислокации осадочных толщ, имеют длительную и сложную историю развития.

Анализ магматических проявлений и фациальной изменчивости отложений палео-, мезо- и кайнозоя в зонах глубинных разломов показывает, что в своем развитии разломы длительное время находились в состоянии относительного тектонического покоя, прерывавшегося кратковременными периодами яркой тектонической активизации. Периодами активизации глубинных разломов являются:

1. Поздний протерозой — зарождение глубинных разломов, внедрение даек диабазов.

2. Средний — поздний девон — становление глубинных разломов обоих направлений. Характерны мощные эфузивные излияния, формирование блоковой структуры фундамента будущего прогиба, образование в зонах продольных глубинных разломов тектонических рвов типа Южно-Донецкого девонского грабена, зарождение поперечных поднятий (Волновахско-Чернухинского, Ровеньковского, Каменского, Кандаковского), интрузивныймагматизм ультраосновного и щелочного состава (оливиниты, пироксениты, нефелиновые сиениты Южно-Донецкого глубинного разлома).

3. Конец позднего карбона — пермь — воздымание Донецкого бассейна и отсоединение его от ДДВ по Волновахско-Чернухинскому разлому. Начало формирования поперечной и продольной складчатости Донбасса, дайковыймагматизм среднего состава (андезиты, андезитовые порфиры). Начало кражеобразовательного процесса.

4. Ранний мел (по-видимому, только его верхняя часть) — оживление глубинных разломов перед мощной позднемеловой трансгрессией, образование депрессионных воронок и желобовидных впадин в зонах разломов. Возможен магматизм.

5. Конец мела — палеоцен — общее сжатие Донецкого прогиба, подновление древних надвигов Донбасса, завершение формирования всех трех видов складчатости (продольной, поперечной и мелкой). К концу периода — формирование наложенных депрессий в зонах глубинных разломов.

Развитие глубинных разломов в триасе и юре не установлено, так как отложения этих периодов на территории Донбасса отсутствуют. Для выяснения последовательности проявления киммерийских периодов активизации разломов следует детально изучить под этим углом зрения характер изменения мощностей и состава триасовых и юрских отложений зоны Центрально-Донецкого глубинного разлома на северо-западной окраине Донбасса.

Продолжительность периодов активизации примерно одинакова (15—20 млн. лет). На фоне преобладавшего от девона доныне горизонтального рас-tяжения и опускания ложа Большого Донбасса эти периоды выступают как эпохи кратковременного и резкого сжатия региона, приводящие к складкообразованию и частичному воздыманию территории. Поэтому осадочные толщи, отложившиеся в период активизации разломов, отличаются более терригенным и грубозернистым составом по отношению к породам, отложившимся до и после активизации. Эти толщи характеризуются резкими перепадами мощностей в зонах разломов, т.е. явления конседиментационного развития глубинных разломов и порожденных ими складчатых деформаций осадочной толщи наиболее свойственны периодам активизации.

Так, отложения позднедевонского периода активизации (эфузивная свита и терригенный верхний девон) в сравнении с нижележащей известняковой толщей "белого девона" и вышележащей известняковой толщей нижнего карбона (C_1) являются резко регressiveными. При этом и среднедевон-

ская, и нижнекарбоновая морские толщи на юге Донбасса практически не имеют никаких следов конседиментационного развития Южно-Донецкого глубинного разлома, в то время как по эфузивной и терригенной толщам здесь фиксируются значительные изменения. В такой же мере регressiveны по отношению к вмещающим толщам и отложения всех последующих периодов активизации.

Каждый из периодов активизации, как это установлено на примере развития Южно-Донецкого и Еланчик-Ровенецкого глубинных разломов, имеет свою прогressiveную часть (резкое сжатие), максимум и регressiveную часть (растяжение). В подфазу сжатия в осадочной толще развиваются различного рода складки, тангенциальные нарушения (надвиги, взбросы) и магматизм. В подфазу растяжения образуются зияющие нарушения (сбросы), цепочки депрессионных воронок или узкие и глубокие грабены. К концу периода активизации в зонах разломов устанавливается примерно та же обстановка осадконакопления, что и до активизации.

В настоящее время установлено, как предполагали Н.С.Шатский [112] и В.Г.Бондарчук [6], что палеозойские складчатые формы Донбасса являются следствием и отражением разломно-блоковой структуры кристаллического ложа бассейна. Поэтому решение вопроса о возрастном соотношении главной и поперечной складчатости всецело зависит от изучения механизма активизации глубинных разломов, возбуждающих эту складчатость.

В.С.Попов [71] отмечает, что хорошо проявленные места пересечения двух направлений складчатости в Донбассе очень редки. Классическим районом в этом отношении является Донецко-Макеевский, где В.А.Банковский [3] выделил пять поперечных флексурных складок, установив, что время их формирования отвечает герцинскому (конец карбона — пермы) этапу складкообразования и по отношению к главной складчатости эти поперечные формы являются более древними.

П.И.Степанов [95], не разделяя этого мнения, отмечал, что и продольная и поперечная складчатости формировались одновременно. Л.Лунгерсаузен [45], наоборот, считал возникновение поперечных форм еще более ранним и полагал, что их зарождение обусловлено "вероятно, кембрийскими" тектоническими движениями. В последние годы было высказано предположение о более молодом, возможно ларамийском, возрасте поперечных форм [26].

Таким образом, по этому вопросу высказаны все три возможных варианта, каждый из которых противоречит остальным и исключает их.

Причина таких разногласий состоит в том, что большинством геологов складчатость рассматривалась как одноактный процесс, приуроченный к какой-либо одной из орогенических фаз. Однако изучение глубинного строения бассейна и анализ материалов по истории развития структур Южного и Западного Донбасса показывают, что образование складчатых форм бассейна не ограничивалось какой-либо одной определенной эпохой, а происходило, то оживляясь, то затухая, на протяжении всей геологической истории.

На современном уровне изученности единственным в Донбассе районом,

в полной мере представительным для выяснения возрастных соотношений двух направлений складчатости, является Покрово-Киреевский рудный район, так как здесь доступна для непосредственного изучения причина этого явления — пересекающиеся глубинные разломы фундамента в контакте с палеозойской толщей.

Анализ истории развития глубинных разломов Южного Донбасса показывает, что в период активизации подновляются одновременно обе системы разломов и определяемые ими складки — продольные и поперечные. Например, верхнедевонская активизация продольных разломов Южного Донбасса проявилась в образовании конседиментационного тектонического рва — Южно-Донецкого девонского грабена. Амплитуда смещения продольного Комсомольского глубинного разлома, ограничивающего этот грабен с севера, достигает 700 м.

В это же время произошло подновление и поперечных разломов. Оно проявилось в образовании целой системы разновысотных и развивающихся в противоположных направлениях поперечных блоков фундамента. На поперечных поднятиях (Еланчикском горсте, Покрово-Киреевском поднятии) эфузивная толща D_{23} не отлагалась, а в поперечных грабенах она имеет особенно большую мощность (по Вишневскому грабену более 600 м). Это же относится и к терригенной толще верхнего девона, которая полностью выпадает из разреза Покрово-Киреевского поднятия, но всего лишь в 700—1000 м восточнее его имеет мощность более 300 м.

Магматические проявления в зонах разломов также свидетельствуют об одновременном активном формировании разломов обоих направлений в позднем девоне. Так, интрузии пироксенитов тяготеют к узлу пересечения разнонаправленных разломов, а щелочные дайковые тела встречаются в зонах продольного Васильевского и поперечного Павловского разломов.

Андезитовые дайки третьего периода активизации (конец карбона — пермы) также встречаются в зонах продольных (северная окраина г. Комсомольск, район с. Покрово-Киреево) и поперечных разломов (Шевченковский, Павловский и др.).

Активизация глубинных разломов в раннемеловую эпоху также в равной мере коснулась обеих систем разломов и выразилась в образовании узких конседиментационных желобов, вытянутых вдоль разломов. Продольный желоб, заполненный нижнемеловыми глинами и песками мощностью до 90 м, фиксируется по скважинам в зоне Колосковского разлома, а поперечные разломы сопровождаются на этом участке Шевченковский разлом. В пределах месторождения флюорита разломы обоих направлений сопровождаются раннемеловыми желобами глубиной до 180 м при ширине 100—150 м.

В целом имеющийся материал дает надежные свидетельства того, что формирование разнонаправленных зон глубинных разломов происходило длительно, многофазово и совместно. При этом в отдельные периоды тектонической активизации развитие одной из систем являлось господствующим, преобладающим, а подновление другой системы происходило не столь кон-

трастно. Например, в позднедевонский период активизации господствовали деформации продольной общедонбасской ориентировки, а поперечные выступали в качестве подчиненных; в конце карбона — перми, учитывая исследования Я.Н.Яковлева [118], В.А.Банковского [3], Н.А.Лейе и Ю.А.Борисенко [44], следует признать господствующими направления северо-восточные, поперечные. Продольные разломы в это время также подновлялись, но менее контрастно. Новое оживление продольных разломов и главных складок бассейна, включая Главную антиклиналь, приходится на ларамийскую fazу, во время которой подновление поперечных структур снова носило сопутствующий характер.

Как глубинные разломы бассейна, так и возбуждаемые ими складчатые структуры двух направлений образовались не в один этап и не изолированно друг от друга, а формировалась совместно в течение всех периодов активизации глубинных разломов. Более того, заложенные на подвижной основе глубинных разломов пересекающиеся складки Донецкого бассейна развиваются непрерывно от девона доныне, и лишь периоды наиболее контрастного их формирования совпадают с периодами активизации скрытых разломов.

Таким образом, мы возвращаемся на новой основе к представлениям П.И.Степанова об одновременном, но, добавляем, длительном и многофазовом формировании главной и поперечной складчатостей Донбасса. Этот процесс проходит с переменной интенсивностью на протяжении всей геологической истории Донбасса и сопровождается широким развитием конседиментационных структур палео-, мезо- и кайнозоя.

2.2.6. Проблема Рудного Донбасса

К настоящему времени подробно разработаны основные вопросы стратиграфии и фациального состава угленосной формации Донбасса, гидрогеологии и газоносности палеозойской толщи, подсчитаны запасы каменного угля, намечены пути наиболее рациональной его добычи. Однако столь детальное изучение угленосности бассейна имеет и свою обратную сторону: первоочередность исследований в области угольной геологии привела к тому, что такие важные и вполне самостоятельные проблемы, как глубинное строение, магматизм и металлогенез бассейна нередко оставались на втором плане, и поэтому к настоящему времени Рудный Донбасс изучен намного слабее, чем угольный. В генеральном плане развития Донецкого бассейна до 2000 г. металлогенез региона также не уделено должного внимания.

Наиболее представительными из современных исследований металлогенеза бассейна являются работы И.П.Никольского, С.В.Нечаева, В.И.Скаржинского, Б.С.Панова, С.И.Кириклици и его школы, В.А.Корчмагина, И.Р.Белоуса, В.А.Ласькова, В.А.Матюшонка, в которых даны основные сведения о рудоносности бассейна и его перспективах. Наряду с крупными разведанными месторождениями (Дружковским и Никитовским ртутными,

Покрово-Киреевским плавикового шпата) в толще донецкого карбона обнаружены многочисленные рудопроявления: ртути — в пределах Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналей, в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом; полиметаллов — северная зона мелкой складчатости, с. Чернухино, Главная антиклиналь, г. Донецк, зона сочленения; флюорита — зона сочленения Донбасса с Приазовским массивом, ст. Удачная (вблизи Криворожско-Павловского сброса), Луганский район; меди — балка Водяная, Главная антиклиналь, с. Раздельное, с. Новотроицкое (в зоне сочленения); формация медистых песчаников — северо-западные окраины бассейна; цветных металлов — Семёнов бугор (Главная антиклиналь), балка Мокрая Мандрыкина в зоне сочленения; кобальта и никеля — с. Николаевка, балка Антон-Тарама в зоне сочленения; редкоземельных — Еланчикская тектоническая зона, и многих других важных эндогенных ископаемых.

В пределах Донбасса известны маломощные, но в свое время разрабатывавшиеся залежи железных руд в разломно-карстовых депрессиях известняковой толщи нижнего карбона на южной окраине бассейна (район сел Кипучая Криницы, Стыла). Здесь же установлены проявления бокситовых руд. Известны эндогенные руды магматического и эксплозивного генезиса. По самым умеренным классификациям в Донбассе выделяются 8–10 рудных формаций.

Причина высокой насыщенности угленосной толщи Донбасса эндогенными рудами состоит в том, что бассейн занимает совершенно специфическую, уникальную позицию в структуре Восточно-Европейской платформы: он представляет собой узел пересечения двух планетарных разломных зон земной коры — Большедонбасского прогиба и Степного вала. Глубинные разломы, входящие в состав этих планетарных зон, пересекаются на территории Донбасса и образуют в его пределах около 20 глубинных тектонических узлов [54]. Это обеспечивает, с одной стороны, свободное передвижение с больших глубин различных эндогенных реагентов и, с другой — благоприятную для локализации руд структуру палеозойской толщи (интенсивное дробление и трещиноватость пород, разнообразные по морфологии, генезису, ориентировке и размерам складчатые и разрывные формы тектоники). В целям кристаллический фундамент Донбасса представляет собой сложную брекчию, состоящую из изометрических блоков фундамента (40×45 км²), ограниченных рудоподводящими зонами глубинных разломов и перекрытых сложно дислоцированной толщей палеозоя.

По современным данным выделяется девять рудоносных зон Донбасса, контролируемых региональными глубинными разломами:

Южно-Донбасская, протягивающаяся от г. Днепропетровск до р. Дон и включающая в виде фрагмента Волновахскую рудоносную зону (железотитановая, редкометальная, медно-молибденовая ртутная и флюоритовая минерализация);

Мушкетовско-Персиановская, протягивающаяся по дислокациям зоны Михайловско-Юрьевского (южного бортового) разлома ДДВ, через г. До-

54

нецк, по Мушкетовскому и Персиановскому надвигам (ртутно-полиметаллическая минерализация);

Центральнодонецкая, объединяющая Петровскую, Камышевскую, Чорульскую, Бантышевскую, Дружковско-Константиновскую брахиантклины и сводовую часть Главной антиклинали на всем ее протяжении (ртутно-полиметаллическое, сурьмяно-ртутное и высокотемпературное полиметаллическое оруднение);

Лутугинская (или Северо-Донбасская), охватывающая Северную зону мелкой складчатости бассейна (ртутно-полиметаллическая, флюоритовая минерализация).

Поперечные рудоносные зоны — Волновахско-Чернухинская, Еланчик-Ровенецкая, Каменская, Степановская и Донская протягиваются в системе Степного вала по азимуту СВ 20–40° и характеризуются комбинированным оруднением.

Узлы пересечения продольных и поперечных рудоносных зон определяют структурную позицию следующих рудных и потенциальных рудных районов Донбасса (с запада на восток): Еленовского, Донецкого, Никитовского, Ворошиловградского, Покрово-Киреевского, Амвросиевского, Нагольянского, Краснодонского, Матвеев-Курганского, Барило-Крепинского, Бирюковского, Каменск-Шахтинского, Среднетузловского, Южно-Шахтинского, Северо-Шахтинского, Белохалитвенского, Усть-Манычского, Мелиховского, Константиновского и Верхнекагальникского.

В той же степени, в какой локальные узлы пересечения рудоносных зон являются рудными районами, весь Донбасс как узел пересечения планетарных разломных зон представляет собой наиболее мобильную и поэтому наиболее перспективную область для поисков эндогенных руд герцинского и последующих этапов рудообразования.

Площадь открытого (потенциального Рудного) Донбасса вместе с закрытой юго-восточной частью равна 40 000 км², что составляет около 1 % площади окружающих его жестких блоков Восточно-Европейской платформы (Украинский щит, Воронежский кристаллический массив, Прикаспийская впадина и герциниды Предкавказья вместе взятые). При этом площадь глубинных тектонических узлов (потенциальных рудных районов) составляет около 12 % всей площади открытого Донбасса (5000 км²). Сравнительная оценка перспектив и опоискование этих четко локализованных участков представляют вполне разрешимую геологическую задачу.

Таким образом, сущность проблемы Рудного Донбасса состоит в том, будут ли обнаружены в пределах главного угольного бассейна республики новые значительные месторождения эндогенных руд? Положение бассейна в планетарном тектоническом узле, наличие в его пределах куста сближенных рудных месторождений и проявлений дают достаточно оснований для утвердительного ответа на этот вопрос.

Последовательность практических мер по решению проблемы Рудного Донбасса представляется следующей:

1. Разработка, внедрение в практику и строгий контроль за применением единой для всей территории Донбасса методики комплексного опробования и геофизического изучения керна всех видов скважин (разведочных, поисковых, картировочных, гидрогеологических и пр.). Создание с этой целью новых и активизация деятельности существующих авторских коллективов, занимающихся изучением рудных полезных ископаемых Донбасса. Разработка методики поисков рудных ископаемых в условиях действующего каменноугольного бассейна.

2. Проведение детальной (масштаб 1 : 10 000) магнитной и литохимической съемок всей территории открытого Донбасса.

3. Координация планов расположения углеразведочных скважин применительно к задачам поисков эндогенных руд: разбуривание и опробование зон разрывов и нагряженных складчатых дислокаций, которые являются границами шахтных полей и не входят в площади разведки и добычи угля.

4. Проведение комплексных научно-исследовательских работ по изучению структуры, магматизма, гидротермальной зональности и металлогении рудоносных зон и тектонических узлов.

5. Оконтурирование, сравнительная оценка наиболее перспективных участков и постановка специализированных поисковых работ.

Проведение этих мероприятий и решение проблемы потребуют не менее 10 лет.

2.3. ТЕКТОНИКА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ УГЛЕНОСНОСТЬ

В большинстве случаев вопросы тектоники Днепровско-Донецкой впадины рассматривались в связи с общими вопросами развития наплатформенных структур типа авлакогенов [105, 108–111], субгеосинклиналей [6–8], внутренних углов платформ [109], типизацией рифтовых структур [20, 21], и с их нефтегазо- и соленоносностью [4, 6, 13]. В последние годы возрос интерес к металлогении различных структур ДДВ [66, 104]. При исследовании строения впадины выявилась большая неравномерность изученности различных ее частей. Основные перспективы на нефть и газ связываются с центральной частью впадины, или грабеном. Здесь сосредоточены систематические геофизические исследования, параметрическое и поисковое бурение, используются дистанционные, геохимические и другие методы, направленные на выяснение региональных и локальных структур, прежде всего перспективных на углеводороды.

Слоны впадины, или региональные плиты [11, 65] – Приднепровская и Сейм-Северско-Донецкая, – изучены несравненно хуже, за исключением юго-восточной части Приднепровской плиты на ее сочленении со структурами складчатого Донбасса, так называемого Западного Донбасса. Понятие "Западный Донбасс" является геолого-промышленным, но не структурным. Западный Донбасс целиком входит в состав Днепровско-Донецкой впадины, занимая юго-западный фланг ее северного борта (моноклинали), или При-

днепровской плиты. Здесь открыты и разрабатываются крупные угольные месторождения, идет разведка новых площадей [67, 71, 83].

Таким образом, наиболее интересные с точки зрения промышленной угленосности площади Приднепровской и, по-видимому, Сейм-Северско-Донецкой плит остались наименее изученными и слабо опиcкованными. Оценка их перспектив может быть дана с учетом геологических материалов по Западному Донбассу, а также исходя из общих геологоструктурных построений. Поэтому исключительно большой интерес представляют материалы по нижнекарбоновой угленосной формации Донбасса [116]. Определено ее широкое развитие в пределах южного борта ДДВ и северного склона Украинского щита от г.Донецк на юго-востоке до Припятского прогиба (граница с БССР) на северо-западе. Границы промышленного Западного Донбасса не всегда соответствуют геологическим: восточная проходит в бассейне р.Кальмиус, где верхневизайские и нижнесерпуховские угленосные отложения переходят в безугольные толщи; западная определяется областью интенсивного позднесерпуховского размыва угленосных отложений западнее р.Орель; южная – современным распространением угленосной формации; северная – бортовыми разломами грабена и глубиной залегания продуктивной части формации (самарской свиты) выше 1800 м.

Южная граница Приднепровской плиты [65], или юго-западного борта ДДВ [20, 24], проходит по Днепровскому глубинному разлому [11]. Таким образом, как уже упоминалось, весь промышленно угленосный Западный Донбасс расположен в пределах Приднепровской плиты, или южного борта ДДВ. Есть тенденция выделения на тектонических схемах в составе этой структуры следующих элементов: склон Украинского щита, переходная область, борт Днепровско-Донецкого прогиба [116]. При общем моноклинальном залегании слоистых толщ палеозоя для выделенных зон характерны градиенты мощностей (м/км) соответственно от первой до третьей: 2–3; 4,5–5,5; 7,5–9 – для нижней слабоугленосной подформации; 3–3,5; 5,5–7; 8–10 – для нижней части высокоугольной подформации; 2–2,2; 5–5,6; 6,5–7 – для верхней части высокоугольной подформации.

Основные черты геологического строения нижнекарбоновой угленосной формации Западного Донбасса даны с учетом материалов В.Ф.Шульги [114, 116], в которых наиболее полно охарактеризованы фации и литологические типы пород, седиментационные циклы, морфология и генезис угольных пластов, палеэкологические особенности фауны и флоры, условия формирования угленосных отложений (палеогеографические построения по наиболее интересным срезам).

На полого погружающейся в северо-восточном направлении поверхности кристаллического фундамента залегают эффузивно-осадочные образования верхнего девона (мощность 600 м). Они перекрыты турнейскими – нижневизайскими карбонатными отложениями мощностью около 600 м – свита C₁ (A) [97, 116]. Выше по разрезу залегают верхневизайские и серпуховские терригенные угленосные отложения. Они подразделяются на три свиты:

C_1^2 (В) — грабовскую (подугленосную) верхневизейского подъяруса (мощность 500 м), ее нижняя граница проводится по подошве терригенных отложений, верхняя — по подошве известняка C_1 . Самарская свита C_1^3 относится к нижнесерпуховскому подъярусу и является основной угленосной свитой района. Ее мощность составляет 800 м. Верхняя граница проводится по подошве известняка D_1 . Свита C_1^4 (D) занимает верхи нижнесерпуховского (в интервале, ограниченном известняками D_1 — D_1^2) и верхнесерпуховский подъярус (мощность 500 м). Свита C_1^5 (E) ограничена сверху подошвой известняка F_1 . По Д.Е.Айзенвергу и др. [97], она отнесена к низам башкирского яруса. Перерывы в осадконакоплении установлены в верхней части свиты C_1 и в свите C_1^5 , они особенно значительны в западной части территории.

Угленосные отложения среднего карбона разделены на семь свит, обозначенных индексами от C_1^1 (F) до C_1^7 (M). В состав свит входят песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки и уголь (свыше 50 пластов, из них 20 достигают рабочей мощности).

В северной части Западного Донбасса развиты осадки перми и триаса, залегающие на размытой поверхности карбона. В их составе — пестроцветные глины, пески, прослои песчаников. Суммарная мощность отложений достигает 200 м. Пересякающие их юрские отложения мощностью до 300 м представлены преимущественно сероцветной толщей глин, песков и песчаников с линзами бурых углей.

Палеогеновые и неогеновые преимущественно песчаные толщи (мощностью 100 м) залегают на размытой поверхности палеозойских и мезозойских отложений, в южной части Западного Донбасса — на угленосных образованиях нижнего карбона.

В тектоническом отношении Западный Донбass представляет собой моноклиналь Приднепровской плиты [6, 10, 65] с общим региональным наклоном пород карбона на северо-восток под углом 3—12°. Моноклиналь разбита серией тектонических нарушений, продольных и поперечных, на блоки. В кристаллическом основании нарушения выражены сбросами, в осадочном покрове — сбросами и флексурами, к которымнередко приурочены границы фациальных зон.

Для формирования угленосных районов Западного (и Южного) Донбасса, по-видимому, решающую роль играли поперечные разломы. Петриковский, Новомосковский, Павлоградско-Петропавловский, Межевский, Южно-Донбасский и Старобешевский угленосные районы сменяют один другого в направлении с северо-запада на юго-восток, т.е. по простирации моноклиниали.

А.З.Широков, Д.Ф.Алимов и другие исследователи здесь выделяют Приднепровскую, Самарскую и Кальмиусскую тектонические глыбы, ограниченные с запада и востока Ворсклиническим, Карабиновским, Криворожско-Павловским и Войновским сбросами, амплитуда которых измеряется первыми метрами. В крайней северной части района выделяется Михайловский сброс. Михайловский и Криворожско-Павловский сбросы входят в сос-

тав бортовых разломов Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали) [65].

В направлении погружения моноклинали намечаются изменения градиентов мощностей как в одновозрастных отложениях (подформациях), так и сверху вниз по разрезу. Эти изменения подчеркивают характер продольной зональности, связанной, по-видимому, со ступенчатым строением структурно-геоморфологических элементов фундамента. В различные этапы раннекаменноугольного седиментогенеза интенсивность подвижек была разной; со временем количество ступеней (флексур) увеличилось.

Сбросы амплитудой до 100 м широко развиты в районе г.Павлоград, где они наследуют простиранье Орехово-Павлоградского синклиниория Украинского щита [35].

Часть разрывных нарушений являются конседиментационными. Участками проявлены малоамплитудные (или мелкоамплитудные) тектоника, представленная нарушениями амплитудой до десяти метров.

Складчатые деформации в нижнекаменноугольных отложениях менее характерны. Они выражены пологими складками и флексурами, преимущественно надразломного происхождения. Вдоль бортового Михайловского разлома прослеживается ряд куполовидных поднятий — Михайловское, Голубовское, Ильичевское, Левенцовское, образующих в совокупности Голубовско-Зачепиловский вал. Брахиантеклинальные структуры и флексуры развиты также в зоне Криворожско-Павловского сброса.

По аналогии с Южным Донбассом, где в районе Новотроицкой антиклинали установлены пластовые тела интрузивных дацитовых порфиритов и диабазов мощностью 0,5—60 м и более, В.Ф.Шульга и С.Г.Храпкин [116] предполагают наличие магматических тел, еще не вскрытых горными выработками. Косвенным признаком существования таких тел послужили следы полиметаллической минерализации в отложениях нижнего карбона, а также термальных преобразований осадочных пород.

Непосредственно с выяснениями тектонических позиций нижнекаменноугольной угленосной формации связано определение ее аналогов в складчатом Донбассе и в других регионах Восточно-Европейской платформы. Мнения по этому вопросу зачастую не совпадают. Так, Е.О.Погребицкий [26, 83] считает, что нижнекаменноугольная формация генетически связана с Подмосковным угольным бассейном, но не с Донбассом. Угленосная формация нижнего карбона Донбасса отнесена А.П.Феофиловой и М.Л.Левенштейном к платформенным образованиям; среднекаменноугольная угленосная формация охарактеризована как геосинклинальная [26]. В составе первой преобладают дюреновые, в составе второй — клареновые угли.

На отличие условий формирования угленосных отложений нижнего карбона от более поздних каменноугольных толщ указывал А.З.Широков [113, 114]. Серпуховский век, по его мнению, знаменует новый этап истории развития Донбасса в карбоне. Выделяют три угленосные формации: нижнекаменноугольную, верхнекаменноугольную.

Различный характер тектонических и седиментационных режимов поздневизайского и среднекарбонового угленакопления подчеркивал В.С.Попов [26].

На необходимость выделения нижнекаменноугольной угленосной формации Донбасса обращали внимание А.В.Македонов, В.В.Лагутин, М.Л.Левенштейн, Г.Ф.Крашенинников и др.

Рассматривая особенности тектоники различных угленосных бассейнов и месторождений Украины, мы прежде всего стремились найти те закономерности, которые позволили бы на данном этапе изученности оценить угленосность наиболее слабо опиcкованной структуры ДДВ. Оценка структурных позиций нижнекарбоновой угленосной формации, прослеженной и детально исследованной от юго-западного фланга борта ДДВ до южных окраин Донбасса, приобретает одно из ключевых, первостепенных значений.

Пологая моноклиналь южного борта ДДВ и Донбасса, усложненная продольными и поперечными разломами и контролирующая нижнекарбоновую угленосную формацию, имеет форму (в плане) треугольника с вершиной в Южном Донбассе и основанием в Припятско-Деснянском районе. Юго-восточный фланг борта в значительной своей части обрушен по разломам и представляет собой узкую полосу шириной в несколько километров между структурами Донбасса и Украинского щита, усложненную разрывами и складчатыми дислокациями. Однако как здесь, так и по всей моноклиниали южного борта ДДВ в раннекаменноугольное время сохраняется режим седиментогенеза с цикличностью, характерной для структур плит платформ. Поэтому нижнекаменноугольная формация является платформенной, которую многие исследователи склонны сравнивать с формацией Подмосковного бассейна, а не Донбасса.

Но такое заключение не подтверждается сменой платформенного режима раннекаменноугольного угленакопления геосинклинальным средне-верхнекаменноугольным. Скорее всего, и в раннекаменноугольное время в Донецком бассейне, как и в ДДВ, можно было выделить две структурно-фацальные зоны: склонов, или бортов, с платформенным режимом седиментогенеза; центрального грабена с субгеосинклинальным и геосинклинальным режимами седиментогенеза. Известно, что характеристики нижнего карбона бортов (или плит) ДДВ отличаются от таковых Днепровско-Донецкой субгеосинклинали [4, 83, 97, 114, 116]. По-видимому, нижнекаменноугольные отложения складчатого Донбасса отличаются от одновозрастных отложений Южного Донбасса. Переносить характеристики нижнекарбоновой угленосной формации Южного Донбасса на весь Донецкий бассейн методически неверно, хотя для сравнения прямыми данными мы не располагаем.

Общепризнанным является вывод об уменьшении в северо-восточном направлении к центральному грабену ДДВ – Днепровско-Донецкой субгеосинклинали – количества угольных пластов, коэффициента общей и промышленной угленосности, а также мористости фаций и их мощности [26, 114, 116 и др.]. Однако данные нефтяных скважин по ДДС противоречат

этому выводу и свидетельствуют о более сложных взаимоотношениях структурно-фацальных зон. Не подвергая сомнению резкие различия в режиме осадконакопления бассейнов грабена и бортов ДДВ, мы не исключаем интенсивного накопления сапропелевой и гумусовой органики в грабене (или субгеосинклинали), смены гумусовой органики сапропелевой в направлении от бортов (плит) к более интенсивно погружающемуся грабену. В связи с тем что углепроявления грабена находятся на глубинах, превышающих 1800 м, они не представляют интереса для практики на ближайшее время, однако имеют исключительно важное научное значение. Многие вопросы в этом аспекте могут быть решены в результате комплексного палеоэкологического изучения угленосных формаций на всей территории ДДВ и Донбасса. Палеоэкологические и палеогеографические построения последних лет [83, 116] дали достаточно большой дополнительный материал для понимания генезиса осадков, особенно морской части ритмов. Но, по-прежнему, недостаточно данных и обобщений о смене фаций наземных растений водорослевой органики, нет палеоэкологических карт (карт палеофитоценозов) ни для Донецкого бассейна, ни для ДДВ. Они крайне необходимы для того, чтобы сделать следующий шаг в понимании сложного процесса накопления и захоронения, а также преобразования органического материала в различных структурно-фацальных и структурно-динамических условиях, могут дать дополнительные критерии для выяснения закономерностей взаимосвязи угленосных и нефтегазоносных структурно-формационных зон.

Выводам о смене платформенного режима угленакопления в поздневизайское – раннесерпуховское время геосинклинальным в средне-позднекаменноугольные эпохи противоречит общая региональная тенденция к сокращению лагунно-морского бассейна от раннего карбона к позднему и сохранению или некоторому уменьшению суммарной мощности отложений.

По-видимому, компенсационное прогибание всей структуры Доно-Днепровского прогиба [20] длилось на протяжении каменноугольного периода без существенных отличий в ДДВ и Донбассе. С перми тектонический режим этих двух смежных структур резко отличается. В Донбассе проявляются инверсионные движения, характерные для орогенных этапов развития геосинклиналей. В зоне сочленения с ДДВ образуются внутриструктурные (внутригорные) прогибы типа Кальмиус-Торецкой котловины. Образуется обширный прогиб и в центральной части ДДВ. Пермо-триасовые осадки можно принять условно за осадки орогенного этапа герцинид Донбасса, сравнимых с теми, которые формируются в передовых прогибах.

Известна еще одна особенность нижнекарбоновой угленосной формации Западного Донбасса – ее изменчивость вкрест простирации моноклинали, ритмичная прерывистость геологических характеристик в направлении с севера-запада на юго-восток. Эта прерывистость объясняется постседиментационными палеогеографическими условиями, в частности размывами серии параллельных русел рек [116]. Нами предпринята попытка дать тектоническую трактовку поперечной зональности, связав ее с активизацией дол-

гоживущих глубинных разломов меридионального простирания и асимметрией контролирующихся ими блоков. Объяснение этого явления для всего региона может быть основано на новой тектонической модели Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклиналии) [77].

Новая модель Днепровско-Донецкой субгеосинклиналии структурно-геоморфологическая [13, 77]. Она разработана в ИГН АН УССР на протяжении 1975–1978 гг. Модель прошла апробацию, одобрена на общем собрании АН СССР, рядом республиканских совещаний и принята организациями Министерства геологии УССР к внедрению и использованию как стратегическая основа прогнозов и поисков месторождений нефти и газа ДДВ в одиннадцатой пятилетке.

От предыдущих моделей (карт, схем) предложенная нами отличается комплексным использованием геологических и геофизических данных для решения вопросов взаимосвязи тектоники, магматизма и закономерностей размещения полезных ископаемых региона.

Принципы рекомендованной модели легли в основу составления (1978, 1982 гг.) карт тектонических, тектоно-магматических, структурно-геоморфологических элементов ДДС масштаба 1 : 500 000, создания пространственно-временной и генетической классификации этих элементов и определения их соподчиненности. Установлены основные закономерности взаимоотношений структур осадочного покрова, а также соляных диапиров и первичных соляных линз со структурой и рельефом фундамента, его разломами и тектономагматическими морфоструктурами. Соподчиненность элементов рельефа ДДС отражена в табл. 2.

Рельеф фундамента грабена (субгеосинклиналии) резко отличается от рельефа смежных с ним Приднепровской и Сейм-Северско-Донецкой плит [10, 65], или склонов Днепровско-Донецкой впадины [8, 24, 83; 105] прежде всего большей контрастностью, хотя подчеркнутые им доложивущие петро-структурные границы прослеживаются от структуры к структуре, как правило, непрерывно.

В целом, простирание структурно-геоморфологических элементов отрицательной структуры ложа (грабена) северо-западное с постепенным расширением его контуров и погружением в направлении с северо-запада на юго-восток в сторону Донецкого складчатого сооружения (Донбасса). Грабен заполнен вулканитами и неметаморфизованными осадочными и осадочно-хемогенными образованиями палеозоя и мезокайнозоя, их мощность возрастает непрерывно-перывисто от первых километров до 10–12 км также в направлении с северо-запада на юго-восток. Закономерное увеличение мощности образований фанерозоя установлено и в направлении от бортов (склонов, плит) к осевым частям структуры. Эти данные общеизвестны.

На фоне выдержанной линейности субгеосинклиналии в строении ее фундамента выделяются поперечные блоки-ступени. Выразительными являются девять таких блоков, отделенных один от другого узкими пяти-, восьмикилометровыми дугоподобными тектономагматическими поднятиями [13,

Таблица 2. Соподчиненность структурно-геоморфологических элементов фундамента Днепровско-Донецкой субгеосинклиналии

Порядок соподчиненности				
I	II	III	IV	V
Бортовые асимметричные блоки-ступени, разделенные зонами разломов	Депрессии	Локальные замкнутые депрессии	Ложбины	Ували
		Локальные открытые депрессии	Ложбины	Ували
	Кольцевые возвышенности – поднятия, в том числе и тектономагматические	Террасовые уступы (носы)	Ложбины	Ували
		Локальные куполовидные возвышенности – поднятия	Ложбины	Ували
Асимметричные поперечные блоки-ступени шириной 40–50 и 80–85 км, разделенные зонами разломов и петроструктурными границами	Депрессии	Локальные замкнутые депрессии	Ложбины	Ували
		Локальные открытые депрессии	Ложбины	Ували
	Дуги возвышенностей, тектономагматические поднятия	Террасовые уступы (носы)	Ложбины	Ували
		Локальные куполовидные возвышенности – поднятия	Ложбины	Ували

77]. Дуги повторяются по простиранию грабена и чередуются с депрессиями через 40–50 и 80–85 км.

Цепочки возвышенностей, образующих дуги, следующие (перечисление названий дается в направлении с северо-запада на юго-восток): Приднепровская, Придеснянская, Старохуторско-Кошелевская, Прилукско-Бахмачская, Приудайская, Хорольско-Новотроицкая, Приселская, Полтавская, Харьковская. Она выявлена в рельефе фундамента и в более поздних поверхностях осадочных толщ, а также в современном рельефе, контролируя распределение мощностей и фаций осадочных и осадочно-вулканогенных образований покрова и связанных с ними концентраций полезных ископаемых.

Ступенчатый рельеф фундамента, по данным ГСЗ [22, 23], характерен и для Донецкого складчатого сооружения.

Тектоно-магматические поднятия (дуги) с длительным развитием в зонах глубинных разломов контролируют девонские и, возможно, более поздние вулканические центры, дайки, штоки, которые образуют положительные структурно-геоморфологические элементы. Интенсивное осадконакопление характерно для наклонного, более опущенного крыла (понижение рельефа фундамента).

Вулканогенно-осадочный покров ДДВ представлен предположительно рифейскими – нижнепалеозойскими и девонскими образованиями, осадочный – отложениями каменноугольного, пермского, триасового, юрского, мелового, палеогенового, неогенового и антропогенного возраста. Наиболее значительными поверхностями несогласия служат структурно-геоморфологические поверхности докембрийского фундамента, а также структуры, отвечающие наиболее ярким тектоническим и тектоно-магматическим перестройкам в девоне (тектоно-магматические дуги, соответствующие приповерхностным проявлениям разломов глубокого заложения). Вулканические и тектоно-магматические структуры определяют последующие структурно-геоморфологические элементы и условия осадконакопления.

Согласно тектоническим разработкам, изложенным в монографии [65], в ДДС, а также в ДДВ в целом, выделяются три структурно-стратиграфических комплекса:

Проблематичный рифейский – предположения о его развитии в пределах грабена высказывались Л.Ф.Лунгергаузеном, В.Б.Порфириевым, В.Г.Бондарчуком, А.М.Куцой, В.Б.Соллогубом, А.В.Чекуновым и др. [43, 65]. По данным сейсморазведки в центральной части впадины Донбасса до широты г. Полтава залегает толща, занимающая промежуточное положение в разрезе между кристаллическим фундаментом и девонскими – каменноугольными образованиями. Образование толщи связано, по-видимому, с авлакогенной стадией развития структуры. Рифей-вендские отложения предполагают также на Черниговском выступе.

На обзорных палеотектонических картах СССР [65] годомского и каратаяуского срезов позднего протерозоя нами показан платформенный неглубокий прогиб.

Герцинский – отвечает этапу формирования грабена и его структур, объединяя основные продуктивные соле-, нефте-, газо- и угленосные толщи, включает образования девонского, каменноугольного и раннепермского возраста.

Различаются типы разрезов вулканогенно-осадочных образований девона на поднятиях фундамента внутри грабена и на его бортах и в сопряженных с ними депрессиях. Так, в пределах Брагинского, Черниговского, Кошелевского и других поднятий, где глубина залегания кристаллического основания составляет 3–5 км, в слоистых толщах установлены многочисленные перерывы осадконакопления, общее сокращение мощности отложений, пре-

мущественное развитие осадочно-эфузивных пород с преобладанием эфузивов (мощность более 1000 м) и отсутствие соли. Отмечаются центры вулканических, жерловые и прижерловые фации вулканитов.

Депрессии выполнены осадочно-пирокластическими, терригенными, органогенными и хемогенными отложениями в сложном переслаивании, изменчивыми по простираннию. Прямая корреляция слоев и пачек затруднена в связи с недостаточностью биостратиграфических данных, фациальной нестабильностью и интенсивно проявленной соляной тектоникой.

Девонский период знаменует собой начало развития субгеосинклиналии. Начальный этап развития ДДС существенно отличается от начальных этапов развития геосинклинальных систем складчатых поясов фанерозоя по формационным признакам. Эти отличия заключены в резко контрастном магматизме – от ультраосновного до кислого, развитого в условиях континентальной земной коры, – а также в резкой фациальной изменчивости осадочно-вулканогенных и хемогенных, часто красноцветных образований. Отсутствуют характерные для геосинклиналей линейные формы дислокаций, инверсионные структуры.

Каменноугольные отложения отличаются меньшим разнообразием фаций и коррелируются более надежно на значительных расстояниях. Они представляют собой основные генерирующие нефть, газ и заключающие уголь продуктивные образования комплекса. Можно выделить три основных типа разрезов: бортов или плит, поднятых грабена и компенсационных депрессий. Необходимость такого разделения наметилась в процессе тектонических построений в связи с комплексной оценкой структуры на горючие и другие полезные ископаемые. В этом направлении предстоит сделать еще очень много стратиграфам, литологам, геофизикам и тектонистам на новом этапе региональных и детальных исследований.

Данные по тектонике Сребнянской депрессии, обработанные в производственном геологическом объединении Черниговнефтегазгеология, УкрНИГРИ и ИГН АН УССР, выявили новые особенности зональности фаций от ее бортов к центральным частям. На основании геолого-геофизических материалов прослежены структурно-фациальные зоны. Первая зона приурочена к положительным формам палеорельефа тектоно-магматических поднятий. В ней отмечаются наиболее полные разрезы вулканитов девона, сокращенные разрезы карбона и перми, крупные стратиграфические перерывы. Вторая зона – прибортовых дислокаций – характеризуется формированием грубообломочных фаций островных скал и песчаных отмелей в каменноугольную эпоху. На границе первой и второй зон происходит причленение осадочных слоев и линз каменноугольных отложений к девонским вулканитам унаследованных положительных форм рельефа поднятий. Фации прибрежных островных скал и отмелей прослеживаются вдоль северного и южного бортов депрессии, а также вдоль всего внутреннего периметра Приудайской тектоно-магматической дуги [77]. В пределах третьей, наиболее обширной, зоны, где структурные террасы переходят в моноклинали, усложненные радиаль-

ными ложбинами, в глубь впадины уменьшается песчанистость и увеличивается глинистость. Четвертая зона приурочена к центральной, наиболее глубоко погруженной части депрессии, где седиментация предполагается в замкнутой или периодически отшнуровывающейся лагуне; в девоне накапливаются галогенные отложения, в карбоне и перми – обогащенные сапропелем песчано-глинистые и карбонатные илы.

Возможно продолжение на поднятия с бортов ДДВ угленосных отложений. Вероятна также смена условий захоронения гумусовой органики каменноугольных отложений поднятий сапропелевой органикой внутренних частей депрессий.

Тектонические построения, касающиеся структурно-фацальной зональности депрессий, определяют задачи и пути целенаправленных дальнейших исследований проблем стратиграфии и литологии всех составных частей Днепровско-Донецкой впадины, а также проблем угленосности и нефтегазоносности. На современном этапе изученности тектоника определяет весь комплекс научно-исследовательских геолого-геофизических работ, задачи поисков стратиграфических и литологических закономерностей нефтегазо- и угленосных структур. Отметим, что в практике геологии угольных месторождений и геологии нефти и газа вопросам стратиграфии и литологии нефтегазо- и угленосных толщ ДДВ уделялось недостаточно внимания, особенно в плане геологического обоснования перспектив тех или иных толщ герцинского структурно-стратиграфического комплекса.

Установлена разнохарактерность границы между девоном и карбоном в различных участках (структурах) ДДВ, что свидетельствует о сохранении значительной контрастности палеотектонических и палеогеографических условий на рубеже девон – карбон. Мощность отложений переходного горизонта (зачепиловской свиты) резко изменчива – от нуля до нескольких сотен метров.

Четко выражена фацальная зональность для отложений турнейского яруса вкрест простирания структур впадины. В юго-восточной и центральной частях преобладают известняки с прослоями терригенных пород. Континентальные пестроцветные песчаники наиболее развиты на северо-западном фланге структуры. Северо-западнее Придеснянской дуги им на смену приходят отложения опресненных лагун и морские фации. Мощности меняются от десятков метров до 600 м.

Мощность визейских отложений возрастает до 1400 м. Диапазон их изменчивости остается значительным – от 200 до 1400 м. Повсеместно на основании фаунистических данных и литологических особенностей выделяются нижний и верхний подъярусы. Нижневизейские отложения (мощность 70–200 м), представленные дегритусовыми известняками и песчано-глинистыми отложениями, трансгрессивно перекрыты верхневизейской толщей известняков с прослоями глин и вышележащих, переслаивающихся между собой аргиллитов, алевролитов, песчаников с редкими прослоями известняков (мощность 130–1200 м).

Отложения серпуховского яруса мощностью до 900 м развиты в пределах ДДВ. В Донецком бассейне их мощность возрастает в четыре раза, достигая 3600 м. В северо-западной части, в районе г. Чернигов серпуховские слои утоняются до 80–30 м. На большей части грабена верхняя граница яруса приурочена к подошве маркирующего прослоя известняков.

Значительно меньшие колебания мощностей установлены для отложений башкирского яруса среднего карбона. Для центральных и юго-восточных частей грабена характерны максимальные значения (530–660 м), для склонов – минимальные (310–330 м). Выделяются две толщи: нижняя, преимущественно терригенная, и верхняя, более карбонатная. О наличии перерыва на границе московского и башкирского ярусов нет единого мнения. Этот вопрос должен решаться дифференцировано для наметившихся типов разрезов. По-видимому, для разных структурно-фацальных зон взаимоотношения различны. Мощность отложений московского яруса 220–1300 м.

Резкая дифференциация условий осадконакопления в ДДВ наступает в позднекаменноугольную эпоху. Граница распространения прибрежно-морских, лагунных и дельтовых отложений юго-восточного фланга (исаевская (C_3^1), авиловская (C_3^2) и араукаритовая (C_3^3) свиты) структуры и континентальных пестроцветных осадков северо-западного фланга проходит примерно по Харьковской тектономагматической дуге. Мощность верхнекаменноугольных отложений уменьшается в направлении с юго-востока на северо-запад от 1400 м до нескольких десятков метров.

В каменноугольный период происходит дальнейшее расширение и развитие бассейна субгеосинклинали с накоплением сероцветных терригенно-карбонатных, зачастую ритмично-слоистых толщ. Выразительность поднятий и впадин грабена по сравнению с ранним (девонским) этапом уменьшается, но они продолжают играть существенную роль в режиме осадконакопления, формировании фацальных границ. Это средний, предынервационный этап развития ДДС. По времени и последовательности геологических событий он отвечает, по-видимому, предраннеогенному этапу типичных геосинклиналей [77].

Нижнепермские отложения завершают собой разрез герцинского структурно-стратиграфического комплекса как комплекса субгеосинклинального. Площадь распространения осадков сокращается и ограничивается наиболее опущенными частями ДДС. Они представлены асельским и сакмарским ярусами [44]. По формационным признакам нижнепермские отложения сравнимы с раннеогенными шлировыми или нижнемолассовыми формациями (пестроцветные, красноцветные, соленосные, карбонатные толщи).

Выделяются два типа разрезов нижней перми: Черниговский безсолевой, распространенный на выступах северо-западной части впадины и в бортовых зонах, и Донецкий более полный, ритмично-солевой, представленный всеми свитами донецкой перми: асельский ярус – красноцветная Картамышская, никитовская и славянская свиты; сакмарский ярус – Краматорская свита.

Этот разрез аналогичен разрезу перми Бахмутской котловины. Подошва отложений нижней перми представлена неодновозрастными слоями. В направлении к северо-западному флангу грабена и его бортам на каменноугольных отложениях залегают все более молодые пачки пермских.

Для понимания тектонического режима конечного этапа формирования герцинского структурно-стратиграфического комплекса и особенности тектоники всей впадины исключительно важен тот факт, что в депрессиях отложения перми сменяют по разрезу отложения верхнего карбона без перерыва. В этих случаях нижняя граница перми нечеткая, спорная. На бортах впадины отложения перми не известны.

Мощность нижнепермских отложений варьирует в широком диапазоне от 700 м в центральной части грабена до 60 м на поднятиях, выклиниваясь неравномерно в направлении с юго-востока на северо-запад.

Пестроцветные и красноцветные отложения дроновской свиты несут черты регressiveйной серии осадков. Картируются толщи: глинисто-алевритовая пересажская (мощность 30–115 м) и песчано-глинистая (250–340 м) – металинская и кореневская. Нижняя пересажская толща залегает на нижнепермских и каменноугольных отложениях с перерывом и угловым несогласием. Возрастает количество континентальных осадков.

По фациальным признакам отложения дроновской свиты могут быть отнесены к верхней молассе и знаменовать собой наиболее поздний период развития Днепровско-Донецкой герцинской субгеосинклиналии, ее замыкание и начало типичного платформенного осадконакопления.

Киммерийский и альпийский комплексы отличаются меньшей стратиграфической полнотой, относятся к наплатформенным слабо дислоцированным, преимущественно рыхлым осадкам морского и континентального происхождения.

Особенности строения и истории развития входящих в их состав угленосных отложений рассмотрены совместно с другими мезо-кайнозойскими платформенными угленосными образованиями при их сравнительном анализе и сопоставлении.

Несмотря на то что район Днепровско-Донецкой впадины относится к промышленно освоенным и сравнительно хорошо изученным, геологические вопросы угленосности зачастую приходится решать методом индукции. Тектонические разработки играют основную роль в обосновании прогноза на уголь.

Литолого-фациальные особенности карбона ДДВ – наиболее значительного концентратора захороненного органического вещества, в том числе и угля, – изучены недостаточно. При низком выходе керна преимущественно нефтяных скважин представления о смене пород в разрезе складываются зачастую приближенно. При литологическом анализе еще мало используются систематические данные картажных диаграмм, которые несут информацию прежде всего о ритмичности слоев, пачек и толщ.

Отмечается [97] несколько ритмов осадконакопления, связанных с эта-

пами максимального развития морских бассейнов: турнейский, нижневизейский, верхневизейский, серпуховский (намюрский) и нижнебашкирский. Наиболее значительные регрессии приурочены к концу турнейского – началу ранневизейского времени, позднему визе, концу серпуховского, концу башкирского веков, концу среднего – позднему карбону. По сравнению с Донецким складчатым сооружением сокращены мощности верхнекаменноугольных отложений.

ДДВ – пока единственный крупный тектонический элемент на территории республики, где можно ожидать открытия значительных по запасам месторождения углей, структура и угленосность которого изучены еще недостаточно. С этим объектом связаны основные региональные научные и поисковые задачи. Важное место в комплексе геологических методов должны занимать литологические исследования угленосных формаций карбона ДДВ и их сопоставление с каменноугольными отложениями Донбасса.

Сложносложные полифациальные угленосные толщи карбона ДДВ сопоставимы с образованиями паралической формации. Литологические исследования каменноугольных отложений призваны обеспечить реставрацию условий осадконакопления, роли субазральной и морской составляющих в разрезе ритма и в угленосной толще в целом. В итоге необходимо выяснение режима развития Днепровско-Донецкого бассейна в карбоне для понимания закономерностей осадко- и торфонакопления как вдоль структуры, так и за пределами ее простирания: был ли бассейн болотистой низменной равниной, периодически покрывавшейся морскими водами в результате ингрессии со стороны Альпийско-Гималайской геосинклиналии, или это был морской залив, преимущественно в прибрежных частях которого шло накопление органического материала гумусового ряда.

От правильного решения именно этих вопросов седиментогенеза зависит обоснованная оценка перспектив ДДВ на уголь и другие виды горючих полезных ископаемых.

Отмечается наиболее общая асимметрия палеотектонической и палеогеографической зональности в направлении от Украинского щита на юго-западе до Воронежской антеклизы на северо-востоке. По общему мнению исследователей [1, 8, 24], щит был в это время областью сноса, береговая линия проходила вблизи его современной структурно-геоморфологической границы и контролировалась Днепровской зоной разломов. На склонах ДДВ и в ее грабене развита паралическая полифациальная карбонатно-терригенная ритмично-слоистая толща, в различной степени угленосная по разрезу и по простиранию, накопившаяся в условиях компенсационного прогибания равнинной болотистой долины. Воронежская антеклиза перекрыта преимущественно карбонатными каменноугольными толщами – дегритусовыми известняками, отлагавшимися скорее всего в условиях открытого моря, заливавшего пологую сушу в периоды максимальных трансгрессий. Терригенные породы и угольные слои разреза ДДВ в сторону антеклизы выклиниваются. Возможно, что на время накопления терригенных осадков и торфа во впадине на антеклизе господствовали условия кратковременного седиментационного перерыва и субазрального выветривания.

2.4. ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ

ЛЬВОВСКО-ВОЛЫНСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

Второй по величине каменноугольный бассейн Украины, Львовско-Волынский, был разведен и освоен в основном в послевоенные годы. Предположения об угленосности карбона Западной Украины были высказаны впервые М.М.Тетиевым еще в 1912 г. на основании региональных структурно-геологических предпосылок. Значительно позже (в 1932 г.) Я.Самсонович обосновал близость распространения отложений карбона на основании галек каменноугольных пород из конгломератов сеномана в окрестностях г. Острог и с.Пелча. В 1938 г. Силезский промышленный концерн пробурял несколько поисковых скважин для определения угленосности каменноугольных отложений района.

Работы послевоенного периода завершились открытием бассейна, определением его геологических границ в пределах СССР. Изучены стратиграфия, вещественный состав углей, тектоника бассейна, определены его геологопромышленные перспективы. На запад угленосные структуры продолжаются на территорию ПНР.

Геологическое строение бассейна изучал большой коллектив геологов производственных и научных организаций. Вопросы стратиграфии карбона разработаны в основном сотрудниками Института геологических наук АН УССР П.Л.Шульгой, Д.Е.Айзенвергом, Н.Е.Бражниковой, Е.О.Новик, Е.А.Завяловой и др. [97]. Вопросы тектоники Львовско-Волынского бассейна в связи с тектоникой краевых систем Восточно-Европейской платформы рассматривались В.Е.Ханимом, Ю.М.Пущаровским, В.Г.Бондарчуком, А.А.Богдановым, И.И.Чебаненко, В.В.Глушко и др. [24, 26, 45]. Наметились существенные различия в понимании истории развития некоторых тектонических элементов краевых систем или их структурно-стратиграфических комплексов. Особенно существенные противоречия возникли в понимании роли каледонид и герцинид в пра-Карпатах и Предкарпатье [58, 65].

Большой вклад в изучение геологии и угленосности Львовско-Волынского бассейна и его освоение внесли М.И.Струев, В.И.Исакова, В.Б.Шлакова и др.

В наших работах [73, 75, 76] сделана попытка (на основании палеотектонических реконструкций, прослеживания наиболее важных временных (стратиграфических) рубежей и изменения структурных планов) синтезировать накопленный фактический материал с учетом противоречивых суждений и выработать наиболее приемлемую тектоническую концепцию, которая опиралась бы в значительной мере на апробированные, предшествующие ей разработки.

Структурными границами Львовско-Волынского бассейна являются: с востока – восточный контур распространения каменноугольных отложений (г.Торчин, через города Золочев, Олесько и на Городок); с юга она менее четкая (г.Перемышль – с.Щирець); на юго-западе проходит по Рава-Русскому разлому, на севере – по Владимир-Волынскому. Ось прогиба проходит скорее всего по Радеховскому разлому.

Структура Львовско-Волынского каменноугольного бассейна асимметрична. В направлении с востока на запад пологое моноклинальное залегание слоев карбона, соответствующее пологому залеганию девонских и более ранних образований осадочного покрова, а также кристаллического фундамента, сменяется чередованием асимметричных широких пологих синклиналей и более узких, сложнее построенных антиклиналей, приуроченных к асимметричным ступеням фундамента. Обратноступенчатое строение кристаллического основания Волыно-Подольской плиты и расположенных на ней наложенных структур было установлено ранее [65]. Выявленная закономерность имеет важное поисковое значение прежде всего для определения взаимоотношений угленосных и нефтегазоносных структур.

Пологая моноклиналь отвечает внешней зоне прогиба, складчатые формы характерны для ее внутренней зоны. По мере приближения к альпийскому Предкарпатскому прогибу складки в палеозое Львовско-Волынского (Предкарпатского герцинского) [65, 75] прогиба приобретают более сложное строение, возрастает количество дизъюнктивных нарушений.

Развитие Львовско-Волынского каменноугольного бассейна тесно связано с развитием структуры и условий седиментогенеза Предкарпатской герцинской краевой системы в составе Предкарпатской сложной краевой системы [75].

В современной структуре Украины краевые системы Карпат и пра-Карпат расположены на Волыно-Подольской плите (с Львовско-Волынским прогибом) и в Предкарпатском прогибе. Это краевая юго-западная часть Восточно-Европейской платформы, или Предкарпатская сложная краевая система. Она включает ряд элементарных краевых систем: Предгалицийскую вулканическую ($PR_2 VI - E_1$), Предкарпатскую герцинскую ($S_1 - C_2$) и Предкарпатскую альпийскую ($K - N$). Для них характерно восточнокарпатское, или северо-западное, простиранье генеральных структурных направлений.

Асимметрия Львовско-Волынского прогиба обусловлена глубинными структурами, выраженными в структуре и рельефе фундамента. Разломно-блоковое строение земной коры региона является его наиболее общим признаком. Контуры крупных блоков могут быть показаны достоверно в плане; на глубине границы прослеживаются по данным ГСЗ лишь по единичным профилям.

Границы Волыно-Подольской плиты мы определяем по границам развития вулканитов позднего докембрия [75]. В это время они были наиболее четкими и контрастными. Вся плита как гетерогенная молодая платформа была охвачена вулканическими процессами и на ней формировалась внутренняя (прилегающая к пра-Карпатам) зона Волыно-Подольского вулканического пояса Предгалицийской вулканической краевой системы [75]. Границы наземных и субазральных вулканитов волынской серии являются по тектонической природе краевыми глубинными разломами, концентрирующими континентальные вулканические дуги – Шепетовско-Брестскую на востоке и

северо-востоке и Росточскую на западе. Росточская дуга входит в зону Рав-Русского глубинного разлома. С юга Волыно-Подольская плита ограничена Подольской тектонической зоной, или Днестровским глубинным разломом, расположенной к ней кулисообразно зоной Приднестровских флексур.

Волыно-Подольская плита разделена системой разломов на блоки (Волынский, Подольский, Галицкий, Львовский), представляющие собой по форме в плане четырехугольники длиной 150–200 и шириной 80–150 км. Длинными сторонами блоки ориентированы в северо-западном направлении. В северо-западном направлении и перпендикулярно к нему ориентированы линейные зоны трещин скола – крупных межблоковых структур (линейментов). Это линейные тектонические границы блоков, выраженные достаточно отчетливо в рельефе и дислокациях наиболее молодых отложений платформенного покрова, – Толтровый кряж, Кременецкая возвышенность, Гологоры, Вороняки, Росточье, Берестовецко-Рафаловская полоса выходов базальтов и др.

В глубинном строении блоков отражается сложный рельеф поверхности Мохоровичича по данным профиля ГСЗ, пересекающего с северо-востока на юго-запад структуры Украинского щита, Волыно-Подольской плиты, Предкарпатского прогиба и Карпат.

Анализ материалов сейсмогеологических профилей в комплексе с имеющимися геологическими данными выявил географическую устойчивость линейных зон от раннего докембрия до антропогена, отсутствие заметных (в масштабе рассматриваемых структур) горизонтальных перемещений блоков.

В пределах Волыно-Подольской плиты разломы представляют собой систему погружающихся в сторону Карпат под углом 45–50° зон трещин скола, по которым произошел перекос параллельных ступеней (блоков): западные крылья блоков опущены, восточные – относительно приподняты. При этом ступени закономерно погружаются в юго-западном направлении.

Блоки фундамента гетерогенны. Более поздняя консолидация кристаллических пород характерна для крайних западных участков плиты. Наиболее погруженные участки фундамента Волыно-Подольской плиты, в том числе и под Львовско-Волынским прогибом, представлены преимущественно молодыми гранитами и другими кристаллическими породами возрастом 1200–1400 млн. лет. Восточнее линии Толтрового кряжа и Радеховского разлома абсолютный возраст пород составляет не менее 1600 млн. лет.

Таким образом, структура раздела внутренней и внешней зон Львовско-Волынского прогиба (каменноугольного бассейна) заложена еще в период становления структур кристаллического основания краевой системы и прослеживается на всех более поздних структурно-стратиграфических уровнях по подновляющемуся периодически Радеховскому разлому.

Образования каледонского структурно-стратиграфического комплекса, представленные маломощными слоями, условно относимыми к среднему – верхнему кембрию, а также к достоверно установленному ордовику,

не несут следов влияния разломов северо-западного простирания, в том числе и Радеховского. Они подчинены иному северо-восточному структурному плану, не связанному с развитием тектонических элементов восточно-карпатского направления.

Граница между восточной внешней и западной внутренней зонами Львовско-Волынского прогиба прослеживается как заметный тектонический (фацальный) рубеж в раннегерцинских структурах. После погружения Волыно-Подольской плиты под уровень моря по Брестско-Шепетовской зоне разломов определился четкий структурно-фацальный план Предкарпатской герцинской краевой системы северо-западного простирания.

Уже в венлокское время на Волыно-Подольской плите четко обозначились два структурно-фацальных типа отложений: карбонатный восточный и терригенно-карбонатный западный. Граница между ними проходит севернее г. Черновцы, через города Тлумач, Рогатин, Перемышляны, пос. Глининцы, города Сокаль, Устилуг на с. Залесы (по Волынскому поднятию). Заметны фацальные различия одновозрастных отложений и по обе стороны Владимир-Волынского разлома. Также различны, хотя и в меньшей мере, отложения соседних Молдавской и Волыно-Подольской плит, разделенных Днестровским разломом.

Неоднородность режимов различных блоков Волыно-Подольской плиты на протяжении герцинского этапа начиная с венлокского времени определялась прежде всего Радеховским и Владимир-Волынским разломами.

Различие в мобильности плит и блоков северо-западной окраины Восточно-Европейской платформы в герцинский этап развития лишь усложняют выдержанность общего северо-западного простирания структурно-фацального плана. Он обусловлен возобновлением в складчатом обрамлении платформы геосинклинального режима, сменившего спокойный квазиплатформенный режим ордовика.

Последовательность смены формаций во времени в доугленосных герцинских образованиях Львовско-Волынского прогиба такова. Флишоидная миогеосинклинальная и терригенно-карбонатная формации силура платформенного склона сменяются красноцветной карбонатно-терригенной молассой девона (днестровская серия – средний – верхний подотделы нижнего девона; эйфельский и живетский ярусы среднего девона; франский и фаменский ярусы верхнего девона).

Карбонатно-терригенные (хемогенно-терригенные) нижние молассы слагают нижнюю часть разреза Львовско-Волынского краевого прогиба (Предкарпатского герцинского краевого прогиба). Верхние молассы представлены нижне- и среднекаменноугольными угленосными отложениями паралической формации. Она завершает собой развитие герцинского этапа краевых структур платформы (рис. 11).

Нижняя граница карбона Львовско-Волынского бассейна по опорному разрезу Литовежской площади принимается согласно Унифицированной стратиграфической схеме каменноугольных отложений Восточно-Европей-

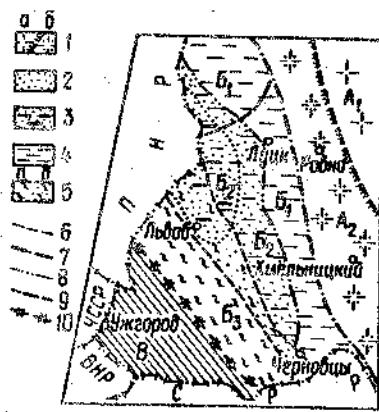


Рис. 11. Палеотектоническая схема Предкарпатской герцинской краевой системы:
 1 — метаморфический комплекс (а — АР — РН₁; б — АР — РН₁, частично перекрыт верхнепротерозойскими отложениями); 2 — красноцветные карбонатно-терригенные молассы (D); 3 — парапараптическая терригенно-угленосная формация (С₁ — С₂); 4 — карбонатное осадконакопление (S₁ — D₁); 5 — флишоидная формация (а — карбонатно-терригенная (S₁ — D₁), б — под молассами прогиба); 6 — восточная граница многосингенклинальной зоны Карпат; 7 — восточная граница Предкарпатской герцинской краевой системы; 8 — восточная граница Львовско-Волынского прогиба; 9 — предполагаемая западная граница Львовско-Волынского прогиба; 10 — предполагаемая граница между эв- и многосингенклинальными зонами Карпатской герцинской геосинклинальной области;

A₁ — Украинский щит; A₂ — склоны Украинского щита; Б — Предкарпатская герцинская краевая система (S — C₂); Б₁ — платформенный склон; Б₂ — Львовско-Волынский прогиб; В — Карпатская герцинская геосинклиналь

ской платформы 1962 г. по подошве западнобужской (или торчинской) свиты. Каменноугольные отложения подстилаются литовежской свитой, возраст которой понимается не всеми исследователями однозначно. Она залегает на фаунистически датированных нижнефаменских известняках.

Расхождения во взглядах на границу девона и карбона в регионе объясняются как недостаточным количеством и полнотой палеонтологического материала, его недостаточной изученностью, так и геологической сложностью этого стратиграфического рубежа.

В наиболее полном разрезе нижних переходных слоев от девона к карбону выделены свиты (снизу — вверх): литовежская, западнобужская, владимир-волынская и хоревская (последняя относится, несомненно, к турнейско-ярусу [97]). Отличительные черты нижней границы каменноугольных отложений характерны для Литовежской структуры, юго-восточной и северо-восточной частей бассейна.

В пределах Литовежской структуры (скв. 1) на нижнефаменских известняках с брахиоподовой фауной и обрывками растений (вскрытая мощность 158,2 м) залегают терригенные отложения литовежской свиты (мощность 65 м), представленные преимущественно песчаниками и алевролитами доломитизированными, с прослойями известняков и доломитов. Отложения литовежской свиты ритмично-слоистые (преимущественно двухэлементный ритм). Они охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами, переходными от нижнего к верхнему фамену (выводы Г.И.Кедо). Вышележащие терригенно-карбонатные образования западнобужской свиты (мощность 121,4 м) представлены доломитизированными известняками, доломитами и доломитизированными алевролитами. Владимир-волынская свита сущест-

венно терригенная с линзами и прослойями конгломератов и грааэлитов в аргиллитах, алевролитах и песчаниках (мощность 54,3 м). Свита пестроцветная, в верхней части разреза кремнистые алевролиты содержат комплекс спор, не типичный для других разрезов и не определяющий стратиграфического положения вмещающих слоев. Вышележащие отложения хоревской свиты (мощность 17,3 м) существенно аргиллитовые, с прослойями известняков, доломитов и алевролитов, также как подстилающие их слои, не охарактеризованы руководящими органическими остатками. Их сменяют выше по разрезу алевролиты пестроокрашенные (мощность 2,7 м) предположительно нижневизайские, подстилающие отложения олесковской свиты визайского яруса.

В целом отложения визайского яруса нижнего карбона распространены в Львовско-Волынском бассейне повсеместно и залегают несогласно на размытой поверхности отложений нижне- и верхнефаменского подъярусов. Исключение составляет северная часть бассейна, где визайские отложения перекрывают породы хоревской свиты, принадлежащей верхнетурнейскому подъярусу, или залегают на западнобужской, верхи которой представлены аналогами озерско-хованских слоев.

В полосе современной восточной границы бассейна визайские отложения залегают трансгрессивно на различных горизонтах кембрийских, ордовикских и силурийских толщ. С вышележащими серпуховскими отложениями они образуют постепенные переходы.

В низах разреза преобладают известняки, количество которых уменьшается в направлении на север. Известнякам подчинены аргиллиты и алевролиты, встречаются пропластки каменного угля. Необходимо отметить, что угленосность этой части разреза карбона изучена еще недостаточно.

Верхняя часть разреза отложений визайского яруса представлена преимущественно аргиллитами и алевролитами. Увеличивается количество угольных пластов, достигающих в ряде случаев рабочей мощности.

Органогенно-детритусовые, часто шламовые известняки в разрезе нижней части визайского яруса преобладают. Их накопление происходило, скорее всего, в условиях прибрежного мелководья. Можно предположить, что в направлении более глубоких частей бассейна они фациально замещаются терригенными отложениями, содержащими значительное количество захороненной органики. Эти отложения могут представлять интерес как потенциально угленосные и битуминозные, перспективные на промышленные залежи угля, горючих сланцев, газа и нефти.

Общая мощность отложений визайского яруса варьирует от 350 до 580 м, возможно, местами достигает 700–800 м.

Отложения серпуховского яруса Львовско-Волынского бассейна представлены терригенными отложениями. Нижняя граница проводится по подошве известняка или по однообразной пачке аргиллитов, верхняя — по подошве известняка В₁. В разрезе кроме алевролитов и аргиллитов встречаются песчаники, а также линзы и пропластки мелкогалечного конгломерата.

Нижняя часть разреза практически безугольная, преобладают аргиллиты и алевролиты. В верхней части разреза, большей по объему, состав пород изменчивый: в низах находятся песчаники, выше — переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты с частыми прослойками каменных углей. Промышленной мощности слои каменных углей залегают в верхней части толщи.

Общая мощность отложений серпуховского яруса в бассейне колеблется от 130 до 220 м.

Еще более сокращены по площади по сравнению с визейскими и серпуховскими слоями отложения башкирского яруса среднего карбона. Они распространены в виде узкой полосы вблизи государственной границы с ПНР, залегают согласно на отложениях серпуховского яруса. На них с глубоким размывом ложатся верхнемеловые и реже верхнеюрские толщи. В составе отложений яруса отмечается значительное количество мощных пачек (до 45 м) песчаников, по происхождению аллювиальных и прибрежно-морских [83, 97]. Терригенные породы преобладают. В нижней части разреза встречаются известняки с морской и пресноводной фауной. Мощность отложений яруса достигает 200 м.

Фактическая изменчивость отложений карбона в связи с активной ролью Радеховского, Рава-Русского и Владимир-Волынского разломов изучена недостаточно, как и роль разломов в формировании зон максимального накопления и захоронения гумуса и битумов в формировании угленосности. Поэтому неотложной задачей являются углубленное систематическое изучение литологической зональности бассейна, палеоэкологические построения, с тем чтобы восстановить палеогеографические ситуации на наиболее важных стратиграфических рубежах. Эти построения в условиях бассейна закрытого типа сопряжены с рядом методических и технических трудностей, однако их важность как в научном, так и в прикладном планах на новом этапе исследований несомненна.

В целом угленосность бассейна возрастает с севера на юг с увеличением мощности рабочих угольных пластов и их количества. Наибольшее количество угольных пластов рабочей мощности (10 из 19) приурочено к серпуховским отложениям; визейская толща менее угленосна (из девяти пластов угля два имеют рабочую мощность).

Степень метаморфизма углей увеличивается в юго-западном направлении, где развиты угли марки Ж. Севернее степень метаморфизма углей заметно убывает (отмечаются длиннопламенные угли).

Валообразные поднятия Львовско-Волынского прогиба, разделяющие синклинальные пологие складки, к которым приурочены месторождения углей, представляют собой, как правило, и структуры, разделяющие месторождения: Волынское, Забугское, Сокальское, Межреченское, Тягловское, Каровское, Бубновское и Бугское. Особенно четкими границами такого рода являются поднятия между Сокальским и Межреченским, Межреченским и Тягловским месторождениями. Так, Межреченское и Тягловское месторождения каменных углей, приуроченные к синклиналям, разделены антиклинальной газоносной структурой — Великомостовской складкой. Простирации

названных структур подчинено простиранию Предкарпатской краевой системы и Восточных Карпат.

В ядре Великомостовской складки выходят девонские (эйфельские и живетские) отложения, выявлены подстилающие их силурийские и кембрийские толщи. Карбоновые отложения крыльев поднятия безугольные, они здесь представлены низами разреза в связи со значительным предъюрским размывом среднекаменноугольных и верхней части нижнекаменноугольных толщ. Юго-западное крыло структуры осложнено Куличковским надвигом, амплитуда которого в скважине составляет 160 м.

Время формирования складчатых структур определяется как доюрское, послекаменноугольное. Наиболее вероятны перестройки в начале перми, когда тектонические движения активно проявились как в складчатых областях, так и в зонах активизации на платформах. В это же время начинают формироваться соленосные пермские впадины среди структурно-геоморфологических поднятий Донецкого бассейна.

Среди поднятий Львовско-Волынского прогиба, сгруппированных в цепочки северо-западного простирания (Несторовскую, Бутинскую, Куличковско-Милятинскую, Креховскую, Защиковскую, Бужанскую и Литовежскую), Великомостовская складка в составе Куличковско-Милятинского вала приобретает исключительную ценность как объект, изучение которого позволяет наметить ряд тектонических (и тектоно-физических) закономерностей взаимоотношения угленосных и газоносных структур.

Высказывались предположения о миграции по Куличковскому надвигу газов Великомостовского месторождения в горные выработки Межреченского угольного месторождения и их смешивание с метаном углей; приводились ссылки на смешанный состав газов Межреченских шахт. Однако, для подобных утверждений пока нет удовлетворительной модели миграции и смешивания разноприродных газов, сказывается также недостаток геологической информации по названным смежным структурам. Так, Великомостовская газовая залежь обнаружена на глубине свыше 2 000 м. Положительные структуры разбурены нефтегазовыми скважинами на значительные глубины, превышающие в два раза и более глубину угольных скважин. На Межреченском месторождении только отдельные скважины достигают глубин 1300–1400 м. Это тактика целенаправленных поисковых работ, экономичность и геологическая целесообразность которых не бесспорна. Она затрудняет организацию комплексных научных и поисковых работ и в итоге — комплексную оценку региона на все виды горючих ископаемых. Перспективы Львовско-Волынского прогиба на нефть и газ следует оценивать и с учетом геологических закономерностей структур Днепровско-Донецкой впадины.

Великомостовское месторождение газа и подобные ему, еще не выявленные, могли сформироваться в результате притока газа из силурийских слоистых отложений миогеосинклинальной зоны начального этапа развития Предкарпатской герцинской краевой системы, аргиллиты и алевролиты которой содержат значительное количество захороненных водорослей и другой расщепленной органики. Девонские красноцветы, обедневшие органикой, интен-

сивно окисленные, по всей вероятности, не могут продуцировать значительные количества углеводородов.

Не исключено поступление газа и из глубоко опущенных интенсивно метаморфизованных угленосных толщ визейского яруса синклиналей. В этих частях прогиба карбон на всю мощность не пройден.

Значительные вариации мощностей угленосных отложений в связи с блоковым строением фундамента позволяют предположить (по аналогии со структурами ДДВ и Донбасса) также и конседиментационный рост антиклинальных поднятий типа Великомостовского. В таком случае размыву угленосных образований в мезозое могло предшествовать их фациальное выклинивание на склоне поднятия и карбоне. В результате суммирования воздействий названных процессов более древние отложения сводовой части положительной структуры могут оказаться в современном структурном плане гипсометрически выше угленосных Каменноугольных толщ. Присводовая часть поднятия представляет собой зону растяжения, усложненную многочисленными разрывами и в целом благоприятную для концентрации газовых и жидких углеводородов. Мергели верхнего мела и глинистые отложения средней юры слабопроницаемы и могут выполнять роль покрышек.

Таким образом, в антиклинальных структурах юго-западной части Львовско-Волынского прогиба, погребенных под мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений, залежи углеводородов могли сформироваться в значительной степени за счет сопряженных с ними угольных месторождений (или угленосных толщ) в результате естественной дегазации углей и миграции из них газа в гипсометрически более высокие горизонты зон растяжения. Эти залежи вторичные. Их перспективы, как и перспективы антиклинальных структур района в целом, по-видимому, незначительны.

Основные перспективы Львовско-Волынского прогиба на газ необходимо, на наш взгляд, связывать с глубокими горизонтами синклинальных угленосных структур типа Межреченской, Тягловской и др. Одним из выводов о направлении дальнейших поисковых работ в Львовско-Волынском прогибе на основании анализа особенностей тектоники угленосной формации является вывод о возможном наличии на глубине в синклинальных структурах газовых месторождений, т.е. целесообразно рекомендовать на поиски газа бурение скважин глубиной 3–4 тыс. м в пределах синклинальных структур.

Назрела также необходимость комплексного геолого-геофизического изучения Львовско-Волынского прогиба в связи с актуальностью его комплексной оценки на все виды горючих полезных ископаемых.

В этом плане значительный интерес представляют силурийские ритмично-слоистые отложения миогеосинклинальной зоны, насыщенные водорослями и другой органикой, потенциально нефтегазопродуцирующие. Однако их состав изучен недостаточно.

Тектоника Львовско-Волынского Каменноугольного бассейна изучена, как было показано выше, неравномерно. Наиболее детально изучены районы шахтных полей и уровни разреза, содержащие угольные пласты рабочей мощ-

ности. Вопросы региональной тектоники, рассматривающие наиболее общие закономерности развития структуры, понимаются неоднозначно.

Существенная роль в структуре региона принадлежит молодым альпийским движениям, связанным с развитием альпийского передового прогиба и формированием современных морфоструктур.

Некоторые вопросы тектоники Добруджи в связи с проблемами ее углеводородной и газоносности рассмотрены нами в главе 2 при обсуждении понимания границ Восточно-Европейской платформы и стиля развития структур типичных внутренних углов платформы. Здесь, за недостатком материала и специальных исследований этот вопрос подробно не рассмотрен.

2.5. СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОЙ УГЛЕНОСНОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНЫ

Юрские отложения распространены на территории Украины практически повсеместно за исключением относительно приподнятых древних складчатых сопряжений Украинского щита, Приазовского кристаллического массива и Донбасса. Общая их мощность в различных структурно-фациальных областях различна: от первых десятков метров на склонах щита до 1,5–2,0 тыс. м в наиболее погруженных частях прогибов, обрамляющих Украинский щит.

В геологической истории Украины юрский период характеризуется дифференцированными тектоническими движениями и развитием морской трансгрессии. Начавшееся в позднем триасе погружение территории УССР (как геосинклинальной, так и платформенной ее частей) продолжалось до келловейского и оксфордского веков, когда трансгрессия достигала своего максимума. Развитие морской трансгрессии сопровождалось значительными проявлениями вулканизма.

Палеогеографические условия и тектонический режим юрского периода в сочетании с гумидным климатом были благоприятными для углеобразования. Угленосность юры на уровне углерождений и единичных месторождений (Бешуйское в Крыму, Кочеровское на Украинском щите, Сухокаменское в юго-восточной части ДДВ) установлена во всех основных регионах развития юрских отложений: ДДВ, Львовско-Люблинском и Преддобружинском прогибах, Горном и Равнинном Крыму.

Предполагается омоложение угленосности юрских отложений Украины с запада на восток: наиболее ранние угленосные горизонты (граница нижней и средней юры – тоар – авален) отмечены в Львовско-Люблинском и Преддобружинском прогибах; среднеюрские (байос) – в Крыму; келловейские (основание верхней юры) – в юго-восточной части ДДВ.

Глубина залегания (в м) угленосной и потенциально угленосной частей разреза юры (тоарский – келловейский ярусы) следующая: в Предкарпатском прогибе 50–600, Преддобружинском – более 50, Крыму до 600, ДДВ – до 1000, т.е. юрские угли доступны для открытой разработки. Геологическая изученность юрских отложений относительно слабая. Разбуренность их с выходом керна низкая (главным образом из-за преимущественного бурения нефтегазоразведочных бескерновых скважин в нефтегазоносных

прогибах, с которыми совмещены потенциально угленосные площади развития юрских отложений). Слабая изученность юры обусловлена также тем, что, кроме стройматериалов, единичных проявлений эндогенной минерализации и окристых глин, с ней не связаны какие-либо значительные концентрации полезных ископаемых. Региональная разобщенность площадей развития юрских отложений сдерживает до настоящего времени постановку обобщающих работ по оценке перспектив этой важной части геологического разреза Украины.

Растущие потребности экономики в бурых углях как энергетическом и химическом сырье определяют необходимость расширения исследований по оценке перспектив новой для Украины угленосной формации — юрской.

Для образования промышленных залежей угля в юрских отложениях благоприятны следующие геологические факторы:

1. Унаследованное размещение юрских отложений Украины в палеозойских промышленно угленосных прогибах как типичное явление совмещения в плане карбоновой и юрской угленосности.

2. Приуроченность потенциально угленосной юры к планетарному юрскому поясу углеобразования, простирающемуся от Англии через ряд стран Западной Европы, южную и северо-восточную части СССР до Аляски. Заслуживает внимания как прямой поисковый признак промышленная угленосность юрских отложений Крыма, Предкавказья, Прикаспийской впадины, а также Польши, Венгрии и Болгарии.

3. Благоприятный для углеобразования гумидный климат юрского периода и фактически установленная повсеместная угленосность (от отдельных скоплений обуглившейся флоры до месторождений) юрских отложений во всех областях их развития на Украине.

4. Сложная структура и сложный рельеф доюрского (подстилающего перспективные угленосные горизонты) складчатого и складчато-диапировового (в ДДВ) основания: большое разнообразие подстилающих локальных структур создает возможность для обособления участков, длительно сохранивших на фоне общей юрской трансгрессии необходимый для углеобразования режим устойчивого компенсированного погружения. Не исключено, что такими участками могут оказаться наряду с локальными брахисинклиналями в пределах крупных прогибов сводовые и склоновые части брахиантиклиналей и куполов. Может оказаться угленосным новый тип юрских структур — тектоно-магматические депрессии склонов Украинского щита типа Оболонской, Бориспольской (по аналогии с палеогеновыми угленосными структурами Днепробасса).

К первоочередным работам по оценке перспектив промышленной угленосности юры относятся:

1. Обобщение геолого-геофизических материалов по распространению, вещественному составу и угленосности юрских отложений Украины с составлением "Литолого-фациальной карты среднеюрских отложений с изопахитами перспективного горизонта до глубины 600 м" масштаба 1 : 500 000.

2. Определение пространственных и генетических соотношений карбоно-

вой, юрской и палеоген-неогеновой угленосности, анализ вещественного состава углей, выделение перспективных участков для постановки специальных поисков на юрские угли.

3. Составление "Прогнозной геологоструктурной карты угленосности юрских отложений Украины" масштаба 1 : 500 000 и геологических карт перспективных участков масштаба 1 : 200 000 – 1 : 50 000.

На основании имеющихся материалов в пределах Украины можно наметить две площади, перспективные для постановки первоочередных исследований угленосной юры: юго-восточная часть ДДВ, ограниченная линиями Павлоград – Купянск и Полтава – Богодухов, и Приднепровская площадь, вытянутая вдоль северо-западного склона Украинского щита в виде полосы шириной 20–40 км от г. Киев до г. Черкассы (см. рис. 1).

Вопрос о перспективах промышленной угленосности юрской угленосной формации на Украине до настоящего времени не ставился на обсуждение, возможность обнаружения промышленных залежей юрских углей недооценивалась. В нынешний период растущего дефицита топливно-энергетического и химического сырья необходимость изучения угленосности юрских отложений в целом и, в первую очередь, юго-восточной и северо-западной окраин ДДВ выдвигается в ряд неотложных задач геологоразведочных работ на площади Большого Донбасса.

2.6. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ДНЕПРОБАССА

Днепровский буроугольный бассейн представляет собой типичный континентальный, внутриплатформенный бассейн, формирование которого тесно связано с альпийской тектоно-магматической активизацией центральной части Украинского щита. Для него характерны прерывистые, замкнутые залежи, приуроченные к системе тектонических и тектоно-магматических депрессий рельефа фундамента. Депрессии образуют определенные системы, сгруппированные в дуговые и кольцевые отрицательные структурно-геоморфологические элементы. Генезис угленосных образований и закономерности их размещения рассмотрены в связи с развитием Среднеднепровской тектоно-магматической структуры [80].

В центральной части Украинского щита глубина погружения фундамента под рыхлый осадочный чехол незначительна. Выразительность структурно-геоморфологических взаимоотношений здесь высокая, поэтому территория благоприятна для определения связи различных структур, в том числе и угленосных депрессий, со структурой и рельефом фундамента. Закономерная тектоническая приуроченность угленосных депрессий исследовалась на протяжении всей истории изучения Днепробасса. На тектоническую деятельность, как на первопричину образования депрессий, впервые в 1930 г. обратил внимание Б.Л.Личков [41, 42], установивший, что основным поисковым критерием для бурого угля бассейна является его приуроченность к депрессиям. В последующие предвоенные годы производилась разведка буроуголь-

ных месторождений, изучение их гидрогеологических условий, оценка качества углей. Опыт разведки месторождений был обобщен В.Н.Чирвинским с участием В.Т.Сибряя и А.М.Дранникова в ряде сборников "Материалы и познанию месторождений УССР" и в статьях. Петрографические исследования угля были начаты в 1934 г. И.Э.Вальц и М.В.Чирвинской.

Сравнительное изучение буроугольных месторождений Среднего Приднепровья начало по предложению Б.Н.Чернышева в 1940 г. Развёрнуты комплексные геолого-геофизические работы по поискам месторождений Днепробасса Институтом геологических наук АН УССР совместно с Украинским геологическим управлением.

Новый шаг в изучении буроугольных месторождений сделан в 1945 году, когда И.Е.Слензаком были обобщены все имеющиеся материалы по бурым углам Украины в работе "Сводка по буроугольным месторождениям УССР". Намечены три структурно-фаунистические области: 1) денудации и сноса; 2) континентальной аккумуляции с двумя фаунистическими комплексами: а) флювиальным – озерно-речным, б) континентальным суперлиторальным – прибрежно-равнинным; 3) морской седimentации. Различаются условия осадконакопления флювиальной и суперлиторальной зон континентальной аккумуляции. Работами последних лет эти различия оспариваются [85]. Был сделан также важный вывод об одновозрастности буроугольных месторождений, о приуроченности их к отрицательным формам рельефа фундамента.

Сводка "Бурые угли УССР, их добыча и переработка" вышла в 1946 г. В ее составлении участвовала большая группа ведущих геологов (И.Е.Слензак, В.Т.Сибряй, А.В.Бойко, А.А.Вопилкин, А.М.Дранников, В.И.Кузнецов и др.). Широким фронтом были развернуты геологопоисковые и геологоразведочные работы на бурые угли. В конце сороковых и в пятидесятые годы открыт и разведен целый ряд крупных месторождений, даны их геологические и гидрогеологические, а также инженерно-геологические характеристики, определены петрографические и технологические особенности углей.

К этому периоду и к шестидесятым годам относятся публикации по Днепробассу В.Т.Сибряя, Е.М.Матвиенко, М.В.Ярцевой, А.З.Широкова, П.Г.Нестеренко. Завершена государственная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 и начато проведение крупномасштабных съемок. Выявлены новые депрессии и связанные с ними буроугольные месторождения. К 1967 г. на Днепробассе были составлены прогнозные карты центральной и северо-западной частей Днепробасса [85].

Для понимания генетических признаков углей и их состава важную роль играют исследования Н.А.Игнатченко и Л.Б.Зайцевой [34]. В последние годы разрабатываются представления о связи буроугольных депрессий с тектоническими и тектономагматическими структурами [65, 72, 74], со структурой и рельефом кристаллического фундамента [11, 72].

Кристаллический фундамент Днепробасса представлен различными по составу гнейсами, кристаллосланцами, мигматитами, габброидами и грани-

ями преимущественно раннепротерозойского возраста. Меньше развиты архейские и верхнепротерозойские образования.

На большей части территории Днепробасса второй, платформенный, структурный этаж представлен альпийским структурно-стратиграфическим комплексом, кроме того, на его северо-восточном фланге развиты фрагменты киммерийского (триас – юра) и герцинского (карбон – пермь) структурно-стратиграфических комплексов.

Максимальная угленосность связана с образованиями бучакского яруса палеогена. Известны угли и сапропелиты юры (байос – бат), мела и неогена.

Разломно-блоковое строение фундамента Украинского щита выражается в том, что в его пределах выделяются участки устойчивых поднятий, образующие значительные по площади массивы, и межблочные мобильные участки – зоны разломов или зоны тектономагматической активизации. Характерны куполовидные (и кольцевые) формы структуры и рельефа фундамента, определяющие особенности строения осадочного покрова [35, 74, 84].

Куполовидные структуры щита и его склонов характеризуются формой, близкой к овальной (размеры от 20–30 до 50–60 км), и определенными структурно-петрографическими признаками. Как правило, в сводовых частях куполов располагаются граниты, облекаемые интенсивно складчатыми толщами парагнейсов. По контуру структур развиты апогаббровые кристаллосланцы, а также малоизмененные интрузивные и эфузивные образования основного ряда. Последовательность смены пород от кислых в центре к основным по периферии выдерживается почти повсеместно. Зональность петрографических разновидностей кристаллических пород обусловила зональность гравитационных и магнитных аномалий. Над межкуполными структурами фиксируются гравитационные и магнитные максимумы, над куполами – минимумы.

Кольцевые и дуговые разломы, приуроченные к ним зоны смятия и тектономагматические структуры располагаются в межкупольных пространствах. Для куполов характерны радиальные разломы, им подчинены кольцевые формы. В ряде случаев в апикальной части купола образуются лейкоподобные по форме раздвоиги и структуры обрушения.

В рельефе куполовидные структуры представляют собой изометричные положительные формы, с почти горизонтальной плоской поверхностью, поднятой над межкупольными участками на высоту до 40–50 м и более. Рельеф фундамента межкупольных структур значительно сложнее. Преобладают отрицательные кольцевые формы тектонического и эрозионно-тектонического происхождения. Узкие линейные углубления достигают длины 100 км и более. Одно из таких углублений разделяет Орловецкую, Шполянскую на западе и Каменскую, Чигиринскую купольные структуры на востоке. Углубление ориентировано субмеридионально. Ширина его более 15 км с отметками 120 м в южной части и менее 60 м в северной.

Структурная автономия куполов выявляется и по изменению мощности коры выветривания пород фундамента. Минимальные мощности (0–5 м,

реже 10 м) установлены на Уманской, Винницкой, Новоград-Волынской, Сквирской, Камянской куполовидных структурах. С меньшей достоверностью незначительные мощности коры выветривания намечаются на Новомиргородской, Шполянской, Орловецкой, Черкасской, Ольшанской (Мошнянский грабен), Мироновской, Липовецкой структурах. На Бердичевском сложном куполе мощность коры выветривания резко увеличивается в межкуполных участках, за исключением тех случаев, когда кора претерпела глубокий размыт в палеодолинах и долинах современных водотоков.

Материалы по геологическому картированию и поискам буроугольных месторождений Днепробасса В.А.Кабанова (1969 г.), К.М.Матвиенко, В.С.Перельштейн и Т.Г.Кравченко (1965 г.), построения М.А.Самарина [85] и наши [65] позволяют сделать однозначный вывод о приуроченности угленосных отложений бучакского яруса к периферийным частям куполов (их склонам) и межкуполным участкам. Еще в неполной мере дана оценка угленосности присводовых депрессий — воронок центральных частей куполов. Как правило, к центральным частям куполов тяготеют безугольные площади относительных поднятий. Это установлено для Шполянской, Винницкой, Липовецкой, Новомиргородской, Кировоградской, Камянской и Орловецкой куполовидных структур. Так, Звенигородская, Лебединская и Ногомиргородская угленосные депрессии находятся на краю Шполянского купола. Относительно приподнятой представляется Липовецкая куполовидная структура на западном фланге щита, вдоль восточной границы которой установлены ранне-среднезоценовые депрессии. Со всех сторон оконтурена месторождениями углей Кировоградская структура. В восточной и юго-восточной окраинах Новомиргородского поднятия расположены: Марьинская и Новомиргородская угленосные депрессии. Уманская и Бердичевская структуры были в это время участками денудации.

Куполовидные структуры щита и сопряженные с ними кольцевые депрессии выражены в современном рельефе в виде пологих эродированных возвышенностей, ограниченных кольцевыми водотоками, заболоченными долинами или системой круглых озрагов и балок. Они достаточно четко дешифрируются на аэрофотоснимках и топографических картах, что дает возможность намечать их контуры и выделять уже на самых ранних стадиях исследования района.

Выявлены новые структурные связи угленосности с тектоно-магматическими элементами мезо-хелогенного возраста центральной части Украинского щита — со Среднеднепровской кольцевой тектоно-магматической структурой. В центральной части щита определилась крупная провинция альпийского вулканизма нового типа, представленная продуктами преимущественно кислого ряда — херловыми фациями и пирокластическими образованиями дацитового и андезито-дацитового состава с подчиненным количеством более основных образований.

Среднеднепровская кольцевая тектоно-магматическая структура представляет собой структуру первого порядка. Она расположена на правом берегу р.Днепр, в его среднем течении, в пределах Кировоградского блока

Украинского щита, или Ингуло-Криворожского, по Н.П.Семененко и др. [86], структурно-геохронологического района образований докембрия. В ней выделяются тектоно-магматические и вулканические элементы второго порядка: 1) центральная депрессия до 22 км в диаметре — Болтышская вулканическая просадка; 2) внутреннее и внешнее кольцевые поднятия до 40 и 130 км в поперечнике соответственно; 3) кольцевые прерывистые депрессии, разделяющие поднятия. Намечается подобная Болтышской Рогмистровской вулканической депрессии, вокруг которой расположено кольцевое поднятие, превышающее 40 км в поперечнике. Северная часть структуры перекрыта толщей осадочных пород мощностью до 500 м и входит в состав юго-западного борта Приднепровской плиты [11, 78], клалишно опущенной по Днепровской зоне разломов.

Эта зона разломов представляет собой шовную долгоживущую структуру глубокого заложения, прослеживающуюся от докембра до антропогена по тектоническим и структурно-геоморфологическим признакам. Как крупный тектонический линеамент, она отдешифрирована по космоснимкам вдоль современного Днепра до Мангышлака и далее на юго-восток. По отношению к Болтышской и Оболонской депрессиям Днепровская зона разломов является осевой структурой. Для названных депрессий характерны вулканизм и накопление гумусового и сапропелевого материала, связанные с интенсивным прогибанием в юрское — меловое время.

Являясь зоной молодых (альпийских) дислокаций, Днепровская зона разломов оценивается как структура, в которой могут быть развиты киммерийские и альпийские тектоно-магматические образования, пока еще не выявленные геологосъемочными и поисковыми работами.

Кольцевые тектоно-магматические поднятия, расположенные вокруг Болтышской просадки, усложнены рядом изометрических положительных структур, в глубинных частях которых находятся, по-видимому, субвуликанические тела кислого состава. По их периферии развиты вулканические аппараты центрального типа со взрывным характером извержений, вокруг которых отмечаются орволовы накопления пирокластического материала. Диаметр установленных жернов, часто проявленных в рельефе в виде понижений воронкообразной формы, составляет 150 м — 1,5 км.

Угленосность и сланценосность депрессий такого рода (воронки взрыва, просадовые обрушения и т.д.) не оценивались, хотя по структурным характеристикам и параметрам они представляют определенный интерес.

Описанные жерновы и центральные кратеры Болтышской и, возможно, Рогмистровской просадок относятся к структурам одного порядка.

Для Среднеднепровской тектоно-магматической структуры последовательность событий может быть восстановлена приблизительно так: K_1 (ант-лив?) — выбросы пирокластического материала и излияния центрально-го кольцевого обрушения (депрессии); K_2 — трансгрессия сеноманского моря по сторонам (ДДВ, накопление карбонатных толщ); K_3 — P_1 — выбросы тuffов янишлагия верхнекемского (газового) вулканизма центрального типа, рас-

положенных на кольцевых поднятиях, накопление вулканогенно-осадочного материала в центральной просадке и кольцевых депрессиях.

С началом тектоно-магматической активизации центральной части Украинского щита и его склонов происходило активное накопление гумусового и сапропелевого материала в осадках Оболонской, Болтышской, Ротмистровской депрессий. Особенно интенсивным был процесс торфонакопления в бучакское (поствулканическое) время, давший наиболее значительные буроугольные месторождения Днепробасса.

Взаимоотношения угленосных депрессий с тектоно-магматическими элементами показано на рис. 12, горючих сланцев с вулканитами Болтышской депрессии – на рис. 13.

В настоящее время еще не решена проблема связи со структурой и рельефом фундамента структур осадочного покрова, и в частности угленосных структур. Следует вспомнить почти забытую, высказанную в свое время А.К.Алексеевым и Л.Г.Ткачуком гипотезу, поддержанную затем Д.П.Бернадским, о том, что пониженные участки древнего рельефа совпадают с участками развития гнейсов и что поэтому районы развития гнейсов считались наиболее перспективными для поисков углей. Эта гипотеза получила дальнейшее развитие и обоснование на современном этапе исследований связей структуры и рельефа различных структурно-стратиграфических уровней. Закономерности размещения угольных месторождений Днепробасса объясняются закономерным сочетанием структурно-геоморфологических границ куполов фундамента и межкупольных пространств, а также размещением киммерийских и альпийских зон и узлов тектономагматической активизации.

В.А.Кабанов пришел к выводу, что отрицательные формы доэоценового и современного рельефа в целом совпадают. Это подтверждается тем, что почти 2/3 угленосных депрессий на площади (63,4 %) совпадают с современной гидросетью (и с участками антропогенного торфообразования).

Возможности расширения энергетической сырьевой базы за счет горючих сланцев как на Украине, так и в целом по Советскому Союзу значительные, но еще не оценены в полной мере. На Украинском щите (Днепробасс), в пределах Болтышской тектоно-магматической депрессии, находится одно из наиболее крупных месторождений горючих сланцев в республике. Запасы сланцев здесь оцениваются в 3743 млн.т [26, 106]. По данным технологических испытаний (1970 г.) болтышские сланцы могут быть использованы на крупных тепловых электростанциях, а также в химической промышленности.

Одним из значительных препятствий освоения месторождения является его интенсивная обводненность. Закономерности изменения гидрогеологического режима при разведке и освоении залежей должны быть уяснены на базе закономерностей тектоники и прежде всего разрывной тектоники различных рангов. Развитие зон трещиноватости подчинено в целом закономерностям тектоно-физического строения Болтышской депрессии. Ее региональные кольцевые и радиальные разрывные нарушения глубоко унаследованы и

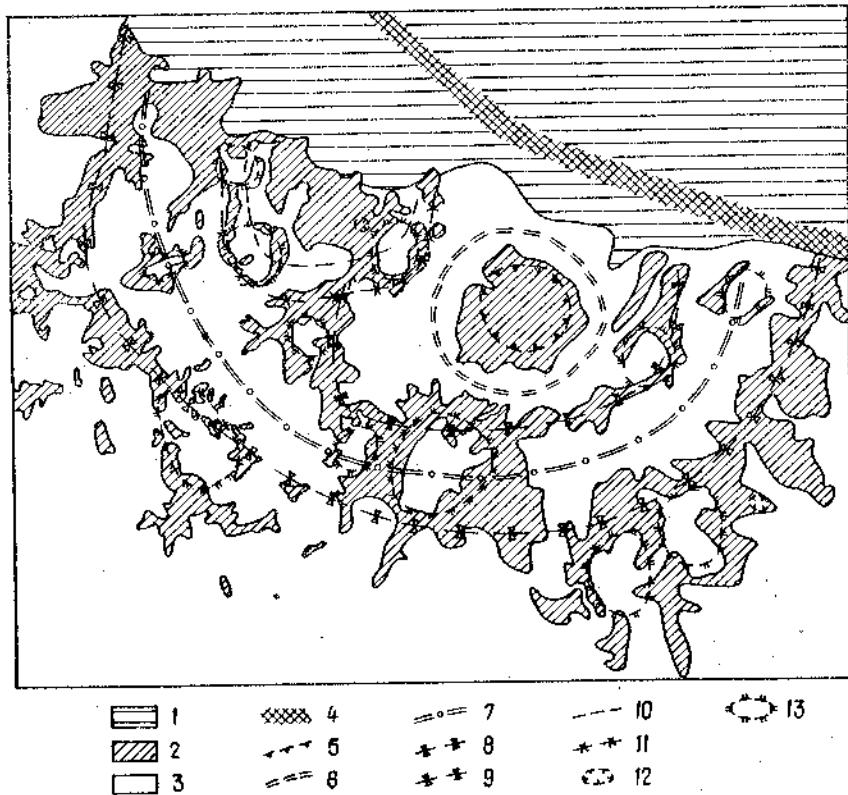


Рис. 12. Схема структурно-геоморфологических элементов Среднеднепровской тектономагматической структуры в бучакское время (составили Редзивилля А.Я., Кудели Ю.А., 1981 г.).

1 — пляж и зона открытого моря, прибрежно-морские и морские отложения; 2 — долины рек, закрытые котловины, речные, озерно-болотные, частично делювиальные угленосные отложения; 3 — возвышенные участки области денудации; 4 — зона Диепровского разлома; 5 — контур Болтышской кальдеры; 6 — ось внутреннего кольцевого поднятия; 7 — ось внешнего кольцевого поднятия; 8 — ось внутренней кольцевой депрессии; 9 — ось внешней кольцевой депрессии; 10 — ось кольцевого поднятия Смелянской вулканоструктуры; 11 — ось кольцевой депрессии Смелянской вулканоструктуры; 12 — вулканические изометрические депрессии (изолинии); 13 — изометрические поднятия фундамента

выражены в рельефе дневной поверхности, что дает возможность прослеживать их и по аэрофотоснимкам. Последние позволяют увязать данные по тектонике депрессии в единую систему.

Система разрывных нарушений в сланцевосной толще создает пути циркуляции подземных вод, способствует образованию карстовых полостей,

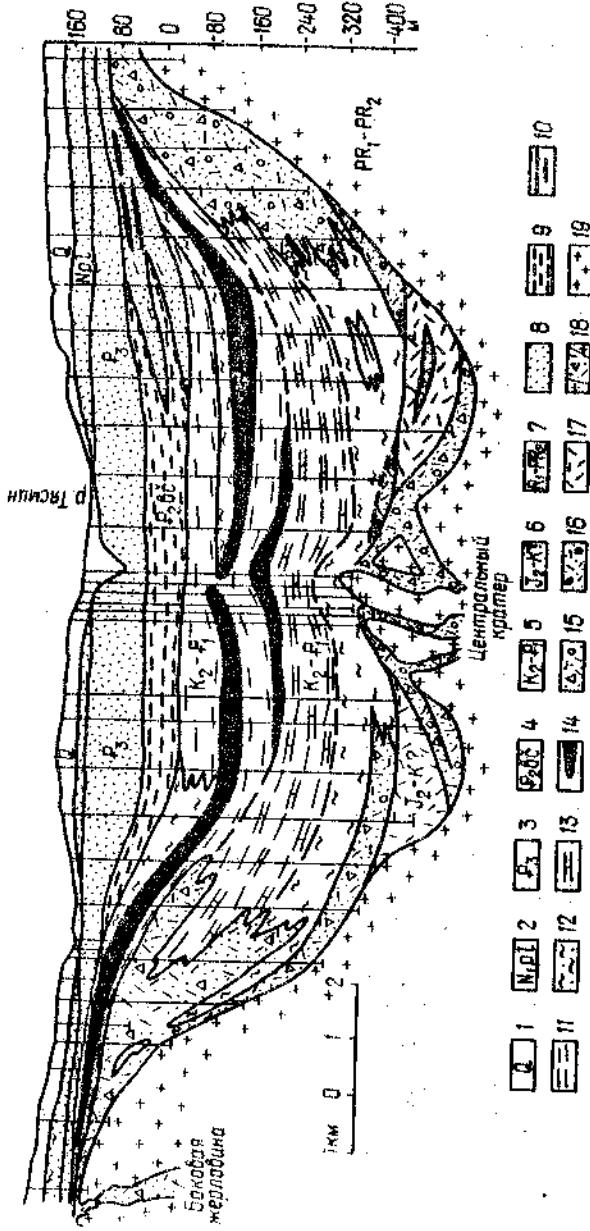


Рис. 13. Взаимоотношения сланческих и угленосных образований в Болтышской тектономагматической депрессии.
 Стратиграфические подразделения: 1 — четвертичные системы; 2 — неогеновые системы, полтавская свита; палеогеновые системы: 3 — верхний отдель, 4 — средний отдель, бучакский ярус; 5 — верхний мел — нижний палеоген (нерасчлененный); 6 — средневорскские — нижнекаменные отложения; 7 — протерозойские образования; 8 — пачки и песчаники; 9 — углистые алевриты; 10 — угли; 11 — глины; 12 — алевриты; 13 — сланцы глинистые с прослойками известняков; 14 — горючие сланцы; 15 — туфы и вулканические брекчи; 16 — граниты, гнейсы; 17 — туфы; 18 — агломератовые туфы и туффизиты; 19 — жарпизин.

как это, например, отмечается для Ленинградского месторождения горючих сланцев [31]. В связи с карстообразованием морфология пластов в местах повышенной трещиноватости может значительно изменяться, что необходимо изучать и учитывать при подсчете запасов горючих сланцев.

О закономерном положении Болтышской тектономагматической структуры сообщалось ранее [65, 72]. Она приурочена к восточному контакту Каменской куполовидной морфоструктуры — составной части сложного Корсунь-Новомиргородского plutона (Новомиргородского массива). По краю структуры прослеживаются дуговые и кольцевые разломы, заполненные, по-видимому, еще в докембрии. Они подчинены Кировоградской зоне разломов и являются оперяющими. Часто разломы подчеркивают петроструктурные границы. Они контролируют и более поздние движения, в том числе и рельефообразующие. С севера к Болтышской депрессии подходит меридиональный Нечаевский разлом.

Таким образом, Болтышская депрессия расположена в узле наиболее активных тектономагматических движений и преобразований, на пересечении зон разломов субширотного и субмеридионального простирания, активизация которых отмечается в позднем протерозое, возможно, в палеозое (в связи с тектоническими перестройками в ДДВ и на щите), а также в альпийский этап развития.

Активизация узла в мезозое и кайнозое тесно связана с развитием и активизацией Днепровского глубинного разлома, выраженного в структурах Припятско-Днепровской зоны краевых дислокаций [11]. С ним сопряжены поперечные разломы в пределах Приднепровской плиты (южного склона впадины), продолжением которых являются кулисные разломы зоны бортовых дислокаций Днепровско-Донецкой субгеосинклинали. Кулисные, поперечные и оперяющие разломы объединены [13, 77] в единую систему разрывных нарушений (и тектономагматических структур). Эти нарушения продолжаются в Днепровско-Донецкую субгеосинклиналь, образуя в ее фундаменте ряд асимметричных наклонных блоков, которые погружаются в юго-восточном направлении.

В пределах плиты более подняты восточные крылья, а погружены — западные. В кулисных зонах северо-восточные крылья погружены в сторону субгеосинклинали.

К зонам разломов приурочены вулканоструктуры (потенциально углеводородоносные депрессии), в числе которых на плате выделены Оболонская, Драбовская и Бориспольская. В пределах щита к поперечным и оперяющим зонам приурочены структуры южного ряда: Рогмистровская, Болтышская и Зеленогайская.

Современное состояние изучения вулканоструктур на протяжении много летних поисково-съемочных и научно-исследовательских работ может быть оценено как недостаточно высокое. Депрессии, выявленные геофизическими методами в фундаменте в пределах рассматриваемой структуры, изучались прежде всего как перспективные на горючие сланцы и уголь.

Меньше внимания им уделялось как тектоно-магматическим структурам. Большинство из них ранее были охарактеризованы как метеоритные кратеры [15], при этом геологическая природа и вопросы закономерностей образования кратеров выпали из поля зрения исследователей. В настоящее время необходимы комплексное изучение и оценка перспектив тектоно-магматических структур склонов ДДВ (Приднепровской плиты).

Некоторые представления о строении погребенных тектоно-магматических депрессий Приднепровской плиты дают материалы по Оболонской впадине, которая рассматривается нами в составе сложной кольцевой тектономагматической структуры левобережья р.Сула, левого притока р.Днепр (Семеновский район, Полтавская область). В современном рельефе впадина выражена слабым пологим понижением, в значительной мере заболочена. На космических снимках она выделяется по более светлому по отношению к окружающей местности фототону в виде почти изометричного пятна.

Оболонская впадина как депрессия в кристаллическом фундаменте была выявлена в 1947 г. М.В.Чирвинской. Бурение структурно-картировочной партии подтвердило геофизические данные: скв.-9/1-р вскрыты породы фундамента на глубине 1433 м. На них залегают нижнекаменноугольные осадочные отложения, перекрытые мощной толщей перми, триаса, юры, мела и кайнозоя.

Впадина резко выделяется Оболонским гравитационным минимумом значительных интенсивности и размеров (площадь до 350 км²). Для изучения структуры и поисков угленосных отложений в 1965–1966 гг. под руководством В.М.Ванденко был пройден ряд глубоких скважин, которыми вскрыты пирокластические образования средней юры, переслаивающиеся с углистыми алевролитами и аргиллитами, а также породами, сходными с горючими сланцами Болтышской депрессии.

Рельеф фундамента исследован недостаточно. При общем плавном погружении в сторону ДДВ в районе с.Оболонь фундамент опущен локально до отметки – 850 м и, возможно, глубже. Размеры наиболее опущенной части 13 x 11 км.

Состав пород фундамента, по-видимому, очень неоднороден. Здесь вскрыты биотит-плагиоклазовые, амфибол-биотит-плагиоклазовые и графит-биотит-плагиоклазовые гнейсы, мигматиты и прорывающие их розовые ультракислые граниты, микроаплитовые и пегматоидные граниты, которые возможно сравнивать с верхнепротерозойскими черкасскими гранитами малых интрузивных тел и даек Черкасско-Кировоградской зоны разломов.

На контакте с осадочными отложениями карбона породы фундамента трещиноваты, каолинизированы. Сохранилась докаменноугольная кора выветривания, мощность которой достигает нескольких метров.

Таким образом, проблемы дальнейшего изучения Днепробасса тесно связаны с проблемами изучения угленосности мезозойских и кайнозойских отложений сопряженных структур ДДВ.

ГЛАВА 3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В основе современных представлений о тектонических закономерностях углеобразования лежит учение о "волновых прогибах земной коры", согласно которому угленосные формации образуются в пределах платформенных, геосинклинальных, передовых, поперечных, межгорных и других прогибов, обладающих характерным тонким пульсационно-поступательным тектоническим режимом компенсированного погружения. Угленосные формации, как и сами "волновые прогибы", согласно этому учению распространены во всех структурно-фациальных областях литосферы – от древних платформ до неогеосинклиналей. Поэтому возникают вопросы: Какие признаки этих разнотипных структур являются общими помимо главного – наличия углей? Чем обусловлено столь близкое сходство их тектонического режима в диаметрально противоположных геоструктурных регионах?

С позиций складчато-волнового строения и колебательного развития земной коры, на которых основывается учение о "волновых прогибах", решение этих вопросов принципиально невозможно, так как, обращаясь к определению понятия "волновой прогиб", мы сталкиваемся с тавтологией: структура, образующая и вмещающая угленосную формацию, является волновым прогибом и, наоборот, волновой прогиб – это структура, в которой происходит образование угленосной формации. Другого определения "волнового прогиба" в угольной геологии не существует. В справочной геологотектонической литературе этот термин вообще не рассматривается. Таким образом, вопрос о структурной приуроченности участков углеобразования практически остается до сих пор неопределенным.

Причина этого заключается в известной консервативности угольной геологии в том отношении, что структурные построения здесь до настоящего времени делаются на основании устаревших представлений о складчато-волновом строении земной коры, о ведущей роли складчатых деформаций в ее развитии, т.е. с позиций, в последние десятилетия значительно переработанных и уступивших в ряде направлений геологии (металлогении, собственно тектонике и др.) место более прогрессивной теории разломно-блокового строения литосферы. Поэтому вполне своевременны и необходимы анализ имеющегося материала по проблеме "тектоника и углеобразование" в свете новых достижений тектоники и определение места участков углеобразования в блоковой структуре земной коры.

Принципиальную основу теории блоковых структур составляет положение о том, что все без исключения участки земной коры (платформы, геосинклинали, прогибы, океаническое дно) имеют мозаичное, блоковое строение и образуют закономерное сочетание жестких блоков, разделенных глубинными разломами. В планетарном масштабе в качестве жестких блоков выступают древние платформы, отделенные шовными зонами глубинных разломов от геосинклинальных систем (например, Восточно-Европейская платформа и Уральский подвижный пояс). В региональном масштабе – это крупные массивы платформ, также разделенные глубинными подвижными зонами (например, Украинский щит и Воронежский кристаллический массив, разграниченные Доно-Днепровским авлакогеном). В локальном масштабе – это жесткие блоки и глубинные разломы в пределах щитов и массивов, равно как и внутри подвижных зон более высоких порядков и т.д. В процессе исторического развития земной коры жесткие блоки выступают как относительно целостные участки, характеризующиеся более устойчивой (по сравнению с подвижными зонами глубинных разломов) мощностью и стабильным составом накапливающихся на них толщ. Коренные различия в составе и резкие перепады мощности одновозрастных отложений происходят в зонах скрытых или сквозных глубинных разломов, разделяющих блоки. Эта особенность разломных зон (влияние на изменения вещественного состава перекрывающих осадочных толщ или, по А.В.Лейве, "связь с формациями горных пород") – один из важнейших признаков глубинного разлома любого масштаба. В детально изученных регионах глубинные разломы наряду с образованием поясов дробления и трещиноватости пород, протяженных дайковых поясов и зон повышенной минерализации непременно проявляются как пояса фациальных замещений и изменений мощности. Именно эта "конседиментационная составляющая" жизни глубинного разлома наиболее важна для решения вопросов углеобразования.

Схематически процесс осадконакопления в пределах блоковой структуры представляется следующим образом. Из двух жестких блоков, разграниченных глубинным разломом (см. рис. 13), один в ходе геологического развития испытывает преобладающее опускание и накопление осадков, второй – поднятие и эрозию. Первый из блоков в целом является областью накопления морских толщ, второй – областью сноса или частичного континентального осадконакопления. Область распространения переходных фаций, т.е. интересующие нас участки, благоприятные для углеобразования, при этом располагаются в виде узкой полосы между морскими отложениями и их континентальными аналогами (или по периферии морского разреза, если континентальный уничтожен следующей эрозией).

В структурном отношении эта полоса переходных фаций строго приурочена к области сочленения противоположно развивающихся блоков, т.е. к зоне глубинного разлома, их разделяющего. Здесь происходит замещение морских толщ континентальными, частая смена континентальных, прибрежных и морских условий, что и создает характерный комплекс переходных фаций, обра-

зующих угленосную формацию. В зависимости от размеров (масштаба) глубинных разломов, определяющих полосу развития переходных фаций, ширина надразломных участков, благоприятных для углеобразования, может достигать 150–200 км при протяженности до 1000 км и более.

В планетарном масштабе угленосность должна концентрироваться по периферии платформ, т.е. контролироваться зонами краевых швов. При не-глубоком залегании фундамента платформ, согласно воззрениям Н.С.Шатского, краевые швы обычно проявляются в чистом виде как тектонические контакты и в этом случае не генерируют угленосных толщ. По мере увеличения глубины залегания фундамента краевые швы фиксируются в перекрывающих толщах в виде отдельных депрессионных воронок, группирующихся обычно в цепочки угленосных депрессий или в виде удлиненных надразломных впадин, часто расчлененных поперечными поднятиями на серию звеньев, или, наконец, в виде передовых прогибов, являющихся теми же надразломными (над краевым швом) впадинами колоссальных размеров. К последним относятся Предкарпатский, Предкавказский, Предуральский угленосные передовые прогибы Восточно-Европейской платформы.

В региональном масштабе (в пределах платформ) угленосные формации также должны занимать свое закономерное место по периферии крупных приподнятых блоков (щитов, кристаллических массивов, сводов, антиклиз), тяготея к так называемым внутренним прогибам – сложным разломным зонам фундамента платформ, разделяющим разновысокие структуры. Таковы Донецкий (в системе Доно-Днепровского прогиба) и Подмосковный (в системе Пачелмского прогиба) бассейны Восточно-Европейской платформы, имеющие четко выраженное межблоковое (надразломное) залегание.

В пределах геосинклиналей место углеобразования представляется наиболее логичным также в зонах сочленения противоположно развивающихся структур – антиклиниориев и синклиниориев, однако фактическое угленакопление здесь весьма незначительно. Это связано с очень быстрым (некомпенсированным) прогибанием всей геосинклинали в целом. Поэтому во внутренних зонах геосинклиналей происходит образование также ритмичной, но безугольной формации – флишевой. Мы предполагаем, что по своей тектонической природе угленосные формации окраинных частей геосинклиналей и флиш центральной части являются генетическими аналогами, так как представляют закономерное следствие одной и той же причины – сложного тектонического режима подвижной (надразломной) зоны. Различие состоит лишь в интенсивности погружения: при компенсированном погружении формируется угленосная толща, при некомпенсированном – флишевая. Такого рода взаимоотношения формаций описаны нами ранее [53] в южном Донбассе: замещение к востоку по зоне скрытого Еланчик-Ровенецкого глубинного разлома угленосной толщи нижнего и среднего карбона (до свиты C_2) типичной флишойной безугольной толщей.

В итоге кратко сформулируем основной тезис: согласно развиваемой концепции участки углеобразования располагаются в межблоковых про-

странствах и контролируются подвижными зонами глубинных разломов, разграничающими эти разновысотные и противоположно развивающиеся блоки.

Как и всякая схема подобного рода, такая конструкция далеко не универсальна. Известно множество глубинных разломов, разделяющих жесткие блоки в пределах единого бассейна морской седиментации, когда, например, на опускающем блоке отлагаются ракушечные известняки, на воздынущем — глины с глауконитом, а над зоной глубинного разлома — среднекоралловые известковые глины с обломками и целыми раковинами моллюсков (средний сармат Южного Донбасса, рис. 13), т.е. угленакопления в данном случае не происходит. Примерно то же подробно описано В.Е.Хайнным и М.Г.Ломизе [103] для Северного Кавказа (приуроченность к зоне скрытого глубинного разлома гряды биогермных рифов) и т.п.

Другими словами, нельзя утверждать, что к зоне каждого глубинного разлома должно быть приурочено углепроявление, но можно говорить о том, что каждое углепроявление и, в особенности, крупные месторождения и бассейны в любом случае связаны с развитием погребенной или "открытой" разломной зоны.

Рассмотрим конкретные угольные бассейны и месторождения.

Для бураугольных месторождений УССР связь с зонами глубинных разломов проявляется наиболее отчетливо. Типичный надразломный характер имеют Новодмитриевская и Еленовская кайнозойские бураугольные владины Донбасса, приуроченные соответственно к зонам Центральнодонецкого и Волновахско-Чернухинского глубинных разломов (рис. 14). Особенно

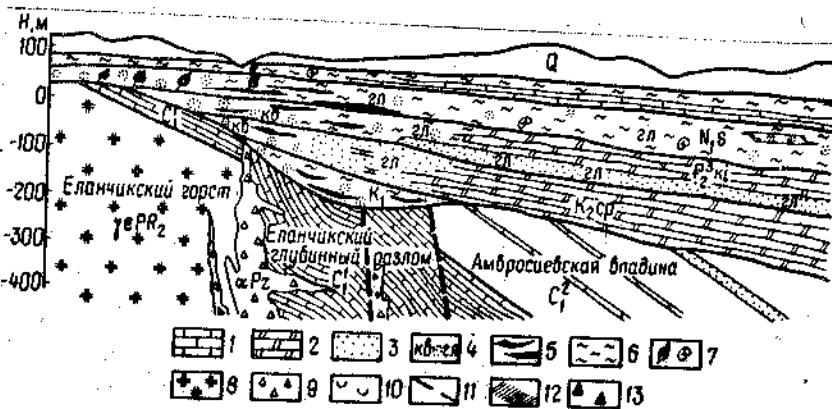


Рис. 14. Связь углепроявлений с зоной глубинного разлома (Южный Донбасс):
1 — известняки; 2 — мергели; 3 — песчаники; 4 — песок кварцевый и глауконитовый;
5 — бурый уголь; 6 — глины; 7 — остатки флоры и фауны; 8 — породы фундамента;
9 — дайковые породы; 10 — каменная соль; 11 — разрывные нарушения; 12 — шовные
зоны; 13 — брекчия соланого штока

четко выражена приуроченность углепроявлений к зоне Еланчик-Ровенецкого глубинного разлома в третичном разрезе Восточного Приазовья и Южного Донбасса (рис.15, А, Б), где влияние скрытой разломной зоны было настолько велико, что углепроявления здесь есть не только в бучакских, обычно угленосных, но и в таких типично безугольных отложениях, как маастрихтские мергелистые песчаники, глауконитовые пески киевского яруса и тонкослоистые нижнесарматские глины.

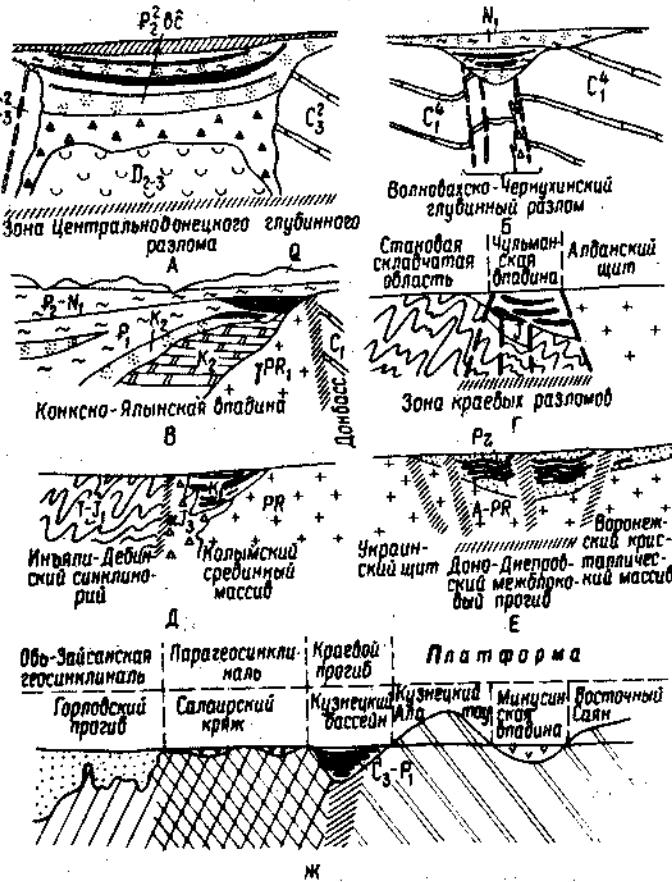


Рис. 15. Схемы структурного положения угольных бассейнов и месторождений:
А — Новодмитровского; Б — Еленовского; В — Санжаровского;
Г — Чулымского; Д — Зырянского; Е — Донецкого; Ж — Кузнецкого (по Э.М.Сендерзону).
Условные обозначения те же, что и к рис. 14

Надразломные буроугольные проявления Южного Донбасса и его окраин в связи с детальной разбурренностью изучены наиболее подробно. Поэтому здесь удается установить парагенетическую связь угленосности (в диапазоне от мест скопления остатков обуглившейся флоры до пластов угля мощностью более 4 м) с разломами различного ранга (от локальных конседиментационных разрывов до региональных долгоживущих глубинных разломов). Так, в серии параллельных профилей вкрест простирации Новоивановского разлома (одна из ветвей регионального Еланчик-Ровенецкого глубинного разлома) отчетливо фиксируются в надразломной полосе фациальное замещение морских отложений нижнего сармата серыми, каолинистыми песками, появление прослоев, обогащенных органическим веществом, скопления обуглившейся флоры с образованием линз бурого угля мощностью 0,7–2,5 м. Ширина зоны, обогащенной органикой, незначительна (200–800 м), однако простижение ее вдоль разлома выдерживается на протяжении не менее 60 км.

Санжаровское буроугольное месторождение Западного Приазовья также имеет хорошо выраженную удлиненную форму [85] и связано с развитием Южно-Донецкого краевого глубинного разлома, к зоне которого оно непосредственно примыкает (рис. 15, В). В такой же непосредственной связи с зоной Днепровского краевого глубинного разлома находятся ряд мелких и крупных (Синельниковское, Верхнеднепровское, Новоалександровское) месторождений. Отметим также, что аналогичную позицию (над зоной краевого разлома, отделяющего складчатую область от жесткого массива) занимают также Чульманская угленосная владина, расположенная в зоне шовного сочленения Алданского щита и Станового антиклиниория (рис. 15, Г), и крупнейшее Зырянское месторождение Дальнего Востока, сформированное в надразломном Зырянском прогибе (рис. 15, Д).

Для большинства месторождений Днепровского буроугольного бассейна, развитого на территории Украинского щита, многие геологи предполагают приуроченность буроугольных залежей к древним (палеогеновым) речным долинам. Наряду с этим ряд авторов [74, 85] правильно подмечают более общую связь и углепроявлений и речных долин с сетью крупных разломов, образующих блоковую структуру щита. Более того, при изучении купольных структур докембрия щита установлено [74], что палеогеновые буроугольные депрессии, в частности района Винница – Житомир, тяготеют к межкупольным (межблоковым) пространствам, т.е. к более подвижным участкам фундамента. Не вызывает сомнений также приуроченность Александрийского субмеридионального пояса буроугольных месторождений (от Апостоловского на юге до Табурищенского на севере) к зоне долгоживущего Криворожско-Кременчугского трансрегионального глубинного разлома.

При определении структурного положения крупных палеозойских бассейнов и месторождений возникают некоторые сложности, связанные с известным несоответствием между строгой определенностью в пространстве

структурных границ бассейнов и расплывчатостью контуров угленосности, т.е. угленосность крупных бассейнов как бы "перехлестывает через край" той структурной рамы, которой она обязана своим происхождением. Это естественное явление несколько затеняет общую картину структурного контроля участков углеобразования, но принципиально сущности ее не меняет.

Так, Донецкий бассейн следует рассматривать в широком плане, расчленяя систему сближенных глубинных разломов, образующих Доно-Днепровский прогиб, как единую пограничную разломную зону, разделяющую два крупных блока Восточно-Европейской платформы – Украинский щит и Воронежский кристаллический массив. Здесь в течение каменноугольной истории геологического развития Украинский щит являлся областью денудации (что не исключает возможности периодического осадконакопления на его территории), Воронежский кристаллический массив – областью устойчивой, преимущественно морской седиментации (также с отдельными кратковременными периодами подъема и размыва), а разделяющая их длительно развивавшаяся разломная зона Доно-Днепровского авлакогена служила ареной постоянного чередования морских, континентальных и переходных условий седиментации. Благодаря этому в пределах Доно-Днепровского авлакогена накопилась многокилометровая ритмично построенная угленосная формация донецкого карбона, т.е. угленосность Большого Донбасса также имеет надразломный (межблочный) характер (рис. 15, Е).

Подмосковный каменноугольный бассейн главной своей частью расположен в зоне Пачелмского прогиба (подобного Доно-Днепровскому), образованного серией глубинных разломов северо-западного простирания и представляющего собой единую разломную зону на границе двух крупных разно высоких блоков Восточно-Европейской платформы – Воронежского кристаллического массива и Московской синеклизы.

Львовско-Волынский каменноугольный бассейн находится [62] в зоне сочленения приподнятого блока Волыно-Подольской плиты Украинского щита и опущенной в карбоне Карпатской геосинклинали. Львовский угленосный прогиб при этом по своему положению соответствует передовому прогибу раннегерцинской геосинклинали Карпат.

Печорский каменноугольный бассейн, по мнению ряда геологов [2, 57], связан пространственно и генетически со структурой Предуральского передового прогиба, сформировавшегося над глубоко погруженной зоной краевого шва Восточно-Европейской платформы и Уральской геосинклинали.

Кузнецкий бассейн, по данным Э.М. Сендерзона, также строго приурочен к области надразломного сочленения Салаиро-Зайсанской герцинской геосинклинали с эпикаледонской платформой Кузнецкого Алатау (рис. 15, Ж).

Подобных примеров можно привести значительно больше, однако даже краткий анализ отдельных месторождений дает достаточно оснований для выявления определенной общности тектонических позиций угольных месторождений разного масштаба, возраста и типа.

В качестве возможных путей практического применения изложенной концепции отметим следующие:

1. Унаследованность тектонического развития долгоживущих региональных разломных зон земной коры определяет и унаследованное (много кратное) накопление в их пределах угленосных формаций. Поэтому наличие в любой из протяженных межблоковых структур (типа Днепровско-Донецкого, Пачелмского, Предкавказского прогибов) древних угленосных формаций — достаточный признак для поисков более молодых углей в ее пределах и, наоборот, угленосность близповерхностных горизонтов надразломных прогибов может служить признаком угленосности их более глубоких срезов.

Надразломные (межблоковые) прогибы являются долгоживущими углегенерирующими структурами. Вполне представительный их пример — Доно-Днепровский межблоковой прогиб, в границах которого генетически сопряжены две промышленно угленосных (C_{1-2} и P_2^2) и две перспективно угленосных (J_2 и N_1) формации.

2. Признание преимущественно надразломной (межблоковой) позиции угленосных формаций может сыграть положительную роль при поисках новых угольных месторождений в менее изученных, восточных, районах страны, а также при расширении флангов действующих бассейнов. Главным структурным признаком в этих работах может служить линейность (масштаб от 1:5 до 1:50) угленосных структур и их положение на границах противоположно развивающихся блоков.

3. Учет изложенных особенностей структурного положения углегенерирующих структур может иметь значительный геолого-экономический эффект при комплексном освоении новых площадей: ориентация на унаследованность (многоэтажность) угленосности перспективных структур локализует площадь поискового и разведочного бурения, что особенно важно для труднодоступных и удаленных регионов страны.

Следует особо подчеркнуть, что приведенные представления о надразломной природе углеобразования не противоречат, а наоборот, находятся в полном согласии с принятым подразделением угольных бассейнов на геосинклинальные, платформенные и переходные [57, 101]. Угленосные "волнистые прогибы" всех типов являются по своей природе межблоковыми, надразломными структурами независимо от их положения на платформе или в геосинклиналии. Именно поэтому они обладают очень своеобразным, но сходным для всех структур тектоническим режимом, который приводит в различных геоструктурных областях к одному и тому же результату — торфонакоплению и углеобразованию.

В настоящее время можно предполагать, что подобный анализ закономерностей размещения угленосности должен привести нас к более конкретному обоснованию гипотезы поясов и узлов угленакопления, высказанной П.И.Степановым [94], выявить тектоническую (а не климатическую, как принято сейчас считать) сущность этих поясов, установить планетарный характер гумидных климатических эпох углеобразования и тем самым обосновать более совершенные методы прогноза угленосности в плане и на глубину.

ГЛАВА 4.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ УГЛЕ-, СОЛЕ- И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР

Рассмотренные в работе материалы по региональной тектонике угольных бассейнов Украины позволили с большей определенностью показать генетические связи с тектоно-магматическими образованиями не только рудоносных, но также соленоносных, нефтегазо- и угленосных структур. Эти связи разнородные, зачастую очень сложные, но закономерные, вызванные более общими процессами эволюции земной коры континентального типа.

Ассоциации нефтегазо- и соленоносных структур определены эмпирически на обширном фактическом материале различных регионов земного шара, в том числе и на материалах ДДВ [14, 18, 83, 91, 93], но их причинные взаимосвязи еще не нашли общепринятого научного толкования [83]. Не до конца разработаны и не всеми геологами принимаются закономерности (или хотя бы факты наличия связей), взаимоотношений нефтегазо- и угленосных формаций [83, 104, 106, 108].

Наименее разработан в геологической литературе вопрос связи углеконтролирующих структур с магматизмом и тектоно-магматическими структурами. Эти яркие планетарные явления истории формирования земной коры исследуются, как правило, разобщенно, разными геологическими дисциплинами, а результаты исследований не объединяются структурной (генетической) основой.

Изучение данной проблемы приводит к выводу о том, что комплексная оценка регионов на полезные ископаемые невозможна без объединяющей структурной основы, дающей полную характеристику и вещества, и геологического тела. Единство геологической формы (структуры) и содержания (вещества) является основой научных обобщений и выводов в геологии.

Научный геологический прогноз в относительно хорошо изученных и промышленно освоенных районах Украины особенно актуален, исключительно труден и нуждается в новых идеях, экспериментах, методиках, в переоценке некоторых сторон уже решенных вопросов. В связи с обсуждением комплексности поисковых научных программ, в том числе республиканской программы "Энергокомплекс", следует рассмотреть некоторые ее аспекты по отношению к угольным бассейнам и другим структурам Украины.

Возможности расширения перспектив прироста промышленных запасов углей в пределах Украины связываются прежде всего с глубокими горизонтами Донецкого и отчасти Львовско-Волынского угольных бассейнов на освоенных шахтных полях или районах, а также на новых площадях ДДВ. Кстати, это пока единственная крупная структура в республике, где можно

ожидать значительные по запасам месторождения углей. Ее тектоника и генность изучены неравномерно. На основе наших исследований разработаны изложенные в монографии закономерности связей тектономагматических, угле-, соле- и нефтегазоносных структур этого региона.

Тектономагматические структуры ДДС большей частью приурочены к ее грабену – Днепровско-Донецкой субгеосинклинали.

Структура и рельеф фундамента ДДС сформированы в результате длительного геологического преобразования вулканогенно-осадочных толщ раннего докембра и процессов тектонической активизации в рифе, а за тем – в раннем палеозое. С позднего девона в теле Сарматского щита над крупным сводом мантии раскрылся грабен северо-западного простирия с обратноступенчатым расположением блоков, непрерывно-прерывисто по гружающихся в сторону Донецкого складчатого сооружения, а также от бортов к осевой части грабена. В целом для ДДС характерна продольная асимметрия рельефа фундамента с погружением ее поверхности в направлении с северо-запада на юго-восток.

Унаследованное развитие структурно-геоморфологических элементов фундамента прослеживается и на протяжении всего герцинского этапа развития, а также мезозоя и кайнозоя.

Как уже отмечалось, к наиболее приподнятым участкам блоков-ступеней приурочены тектономагматические дуги начальных этапов развития ДДС. Они контролируют центры вулканов, а также интрузивы среднего – позднего девона. Тектономагматические зоны представлены инъективными телами – штоками и, возможно, дайками основного состава (диабазами, габбро-диабазами, а также щелочными ультраосновными породами); риолитовыми куполами, скрытыми интрузивными и субвулканическими телами кислого состава с зонами роговиков, прожилками аплитов и гранит-порфиров; их сопровождают зоны пропилитизации, вторичных кварцитов и других вторичных изменений контактовых зон и зон гидротермальной минерализации.

Кроме тектономагматических дуг, вулканические и субвулканические тела сконцентрированы вдоль бортовых зон грабена, где они также приурочены к положительным формам рельефа или к его заметным изломам.

На современном уровне изученности фундамента ДДС в его структуре выделяются два типа дислокаций: магмоконтролирующие поднятия (тектономагматические дуги) и разломы, контролирующие зоны разуплотнения, растяжения.

Названные типы разломов контролируют внутреннюю структуру субгеосинклинали. Их роль в дислокациях осадочного и вулканогенно-осадочного покрова различна, как и в контроле размещения нефтегазо- и солеобразования.

Разломы первого типа контролируют тектономагматические потенциально рудоносные поднятия и положительные формы рельефа фундамента. В породах фундамента, измененных в условиях контактового метаморфизма и гидротермально-метасоматической проработки, отчетливы следы смя-

тия с образованием системы трещин скола – проявления деформации зон сжатия.

Разломы второго типа хорошо картируются по данным КМПВ и МОВ как участки (зоны) потери информации. Изучение образцов керна и прозрачных шлифов показало, что в зонах потери информации развиты брекчированные, измененные в условиях гипергенного преобразования кристаллические породы.

Зоны трещин растяжения смещены по отношению к тектономагматическим структурам бортов к центральным частям депрессий фундамента. Формы их в плане (на карте) разнообразны: дуговые, кольцевые, кулисные и прямолинейные. Кольцевые тела достигают в поперечнике 30–50 км. Протяженность кулисных зон разуплотнения, особенно четких в бортовых частях ДДС, составляет 30–50 км.

Предложенная нами [13, 77] тектоническая модель ДДС обосновывает региональные признаки наиболее перспективных нефтегазоносных структур и нацеливает основной комплекс геолого-геофизических работ на депрессии в фундаменте. Она открывает перспективы рациональных, наиболее рентабельных поисков нефти и газа и может лежать в основу новых комплексных программ изучения и освоения ДДС. Принципиальная ее новизна для поисковых работ заключается в том, что модель дает возможность перейти от оценки перспектив отдельных локальных структур к оценке значительных по размерам природных резервуаров – структур высшего ранга, благоприятных для значительных месторождений нефти и газа. Такими резервуарами являются структуры депрессий. Локальные структуры в зонах дугообразных поднятий, прежде всего северо-западной части ДДС, относятся к тектономагматическим (девон) и штамповым (верхний палеозой – мезозой), потенциально рудоносным и малоперспективным на нефть и газ.

Перспективы на нефть и газ в соответствии с региональными геологическими признаками приуроченности известных нефтяных и газовых месторождений рассматриваются дифференцированно для следующих структурно-геоморфологических элементов фундамента ДДС: 1) наиболее крупных осевых депрессий; 2) прибортовых депрессий; 3) разрозненных депрессий северо-западной части.

Относительно слабая дислоцированность пород осевых депрессий юго-восточной части, конседиментационный стиль их развития с формированием мощных толщ, обогащенных органическими остатками, относительная выдержанность горизонтов пород-коллекторов по простирианию и наличие разнообразных ловушек всех типов дают основание расценивать эти обширные конседиментационные впадины в качестве основных нефтегазоносных структур субгеосинклинали.

Меньшие по размерам прибортовые впадины перспективны на менее значительные запасы. При этом более перспективны должны быть прибортовые впадины юго-западного крыла грабена, где развиты открытые в сторону его осевой части депрессии. Прибортовые депрессии северо-восточного борта отличаются большей изоляцией от приосевых депрессий.

Маловероятно открытие значительных залежей в депрессиях северо-западной части ДДС. Их осевые части представляют интерес для поисков не больших по размерам месторождений нефти и газа в подсолевых и межсолевых отложениях, в породах, экранированных потоками и покровами эффективных образований, и, возможно, в рифогенных толщах девона.

Наметившаяся важнейшая зависимость перспектив структур осадочного покрова ДДС от структурно-геоморфологических особенностей ее фундамента вытекает как региональная закономерность, присущая и другим нефтегазоносным бассейнам.

В связи с этим региональные поисковые признаки на нефть и газ целесообразно принимать как главные, определяющие для структур любого ранга в пределах ДДС, а также, по-видимому, и для других платформенных структур. Они должны рассматриваться не только как общие оценочные для региона, но и для конкретных, локальных структур. Прежде чем дать оценку структурам по другим поисковым критериям (наличие ловушек, экранов и т.д.), необходимо определить их соотношение с тектоно-магматическими поднятиями и депрессиями фундамента.

С этих позиций рассматриваются перспективы северо-западной части Черного моря. Здесь получил широкое развитие доалпийский (юрский) магматизм в субширотной полосе, прослеживающейся от северо-западной части Донбасса вдоль северного приазовья и Причерноморья до северной Предднепровья. На этой территории выделяется ряд тектоно-магматических поднятий доальпийского фундамента, активно развивающихся с юрского (возможно, более раннего) времени.

Цепочки надразломных поднятий северной части Черного моря являются тектоно-магматическими потенциально рудоносными. Здесь возможны незначительные скопления газа, мигрировавшего из смежных депрессий. Данное по единичным скважинам подтверждают этот тезис.

Расположенные между поднятиями, сопряженные с ними депрессии – удлиненные по широте прогибы фундамента шириной 20–40 км – являются конседиментационными и характеризуются интенсивным осадконакоплением с массовым захоронением органических остатков в условиях восстановительного режима. Прогибы (межразломные опущенные блоки фундаментов) наиболее благоприятны для концентрации промышленных залежей нефти и газа.

Первоочередными объектами для поискового бурения в пределах шельфа Черного моря, Крымского полуострова и в пределах Азовского моря служат локальные положительные брахискладки внутри прогибов, не проявляющие прямой связи со структурой фундамента (бескорневые складки). Размещение этих структур, как и подобных им в ДДС, намечается вдоль осевых, наиболее переуглубленных частей межразломных прогибов, а также на их сочленении с поднятиями. Кроме того, на территории Азовского моря и его побережий установлены нами по дешифрированию космических снимков "Метеор" ряд кольцевых структур, контролирующих размещение грязевых

вулканов, весьма характерных для нефтегазоносных районов земного шара. Благодаря космофотоснимкам кольцевые структуры, сопровождающиеся грязевым вулканизмом, увязаны в единый закономерный структурный ансамбль.

Итак, тектоно-магматические магмоподводящие и магмопродуцирующие положительные структурно-геоморфологические элементы ДДС (тектоно-магматические дуги) в девоне были сопряжены с соленосными депрессиями и составляли совместно с ними единые кольцевые тектоно-магматические структуры, представляя собой различные структурно-фашиальные зоны. Между фациями субвулканических, жерловых и прижерловых образований и соляными толщами существует зона переходов, представленная сложно чередующимися, выклинивающимися и фациально замещающимися по вертикали и горизонтали лавами, туфами и солями. Здесь также присутствуют терригенные породы. Центральные, наиболее прогнутые части депрессии могут быть представлены осадками со значительным количеством захороненных органики, т.е. с потенциально продуктивными на углеводороды толщами.

Связи магматических и соленосных структур не ограничиваются девонским периодом. Они трансформируются и в более поздние отложения каменноугольной системы. Формируются карбонатно-терригенные ритмично-слоистые толщи, максимальные мощности которых с наибольшим количеством захороненной органики, прогнозируются в центральных частях депрессий. Характерна унаследованность знака движения депрессий и кольцевых поднятий с девона на протяжении всего карбона.

Девонские вулканогенно-хемогенно-осадочные толщи депрессий сменяются в карбоне паралической карбонатно-терригенной угленосной формацией, характерной как для ДДВ, так и для Донбасса.

Подобная последовательность формаций прослеживается также для альпийских структур Крыма и Причерноморья, когда ритмично-слоистые отложения майкопской серии олигоцен-гельветского возраста приходят на смену вулканитам мела.

Периоды максимального накопления в осадке органического вещества следуют за периодами максимально активного вулканизма и в первом, и во втором случаях. Это характерно для полифациальных условий подвижных зон и внутренних углов платформ.

Иные взаимоотношения выявлены для тектоно-магматических и угленосных образований древних щитов платформ, например для Днепробасса. Они рассмотрены в разделе 2.6. На начальных этапах мел-палеогенового вулканизма в замкнутых депрессиях типа Болтышской и Ротмистровской накапливались в пресных болотистых водоемах сапропелиты, позже в бучакских пресных водоемах ($P_2B\bar{C}$) происходило накопление многометровых толщ торфянников, давших бурый уголь Днепробасса.

Взаимоотношения угле- и нефтегазоносных структур на современном этапе изученности ДДВ оцениваются как взаимоотношения нефтеносной субгеосинклинали или центрального грабена и угленосных крыльев влади-

ны – Приднепровской и Сейм-Северско-Донецкой плит. Наши исследования после которых лет в этом направлении выявили более сложные зависимости.

Традиционно при поисках закономерностей концентраций определенных мер, с добыванием полезных ископаемых и их размещения в силу целевых задач (например, поисков нефти и газа) производить расчленение естественной единой геологической среды (геологического тела) на ее составляющие; при этом вкладывается зачастую в принцип расчленения не геологический, а промышленно-экономический или конъюнктурный критерий. Этим искусственно сужается роль геологических исследований, уменьшается значение геологических поисковых признаков и в итоге прогнозов. В подобных ситуациях нефтяные и газовые ловушки и покрышки рассматриваются не в связи с продуктивной формацией, структурой и историей геологического развития региона, а как самостоятельные, обособленные и важнейшие геологические объекты. Комплексное прогнозирование нефтегазоносных структур сводится к комплексному прогнозированию коллекторов и покрышек, часто без учета источников углеводородов, их возможного количества в бассейне.

Для максимально полного использования геологических критериев прогноза нефтегазоносных структур ДДВ на современном уровне целесообразно оценить ее на все виды горючих полезных ископаемых как крупной компенсационной отрицательной наплатформенной структуры. Пришло время начать работу над созданием карты комплексного прогноза нефтегазо- и угленосных структур ДДВ.

Такого рода карты, наиболее полно систематизирующие фактический материал и закономерности формирования и размещения полезных ископаемых должны быть структурно-формационными и структурно-фацальными. Они подготовят следующий шаг в познании закономерностей размещения горючих полезных ископаемых.

Создание комплексной прогнозной карты нефтегазо- и угленосности по принципу методически достаточно разработанных различных масштабов металлогенических карт дает возможность выяснить парагенетические и генетические связи между полезными ископаемыми и увязать их формирование с историей развития структуры региона, расширив геологические задачи на этапе поисков и тем самым расширив возможности поисков. На стадии поисков кроме прямых данных благоприятная геологическая ситуация и парагенетические связи порой могут быть более важными, чем находка единичного проявления.

Угленосными в ДДВ являются отложения нижнего и среднего карбона [26, 32, 33, 83, 113, 116], их промышленные месторождения известны на ее южных бортах и в пределах Приднепровской плиты (угольные месторождения Западного Донбасса).

Основная масса углей нижнего карбона на доступных глубинах относится к каменным низкой степени метаморфизма. В среднем карбоне они представлены переходными разновидностями от каменных к бурым марки БД. С глубиной особенно в пределах грабена степень метаморфизма углей возрас-

тает. Количественный метод определения стадий метаморфизма углей по отражательной способности витринита позволил построить карту метаморфизма углей ДДВ и определить, что в ее наиболее погруженной северо-восточной части в отложениях визейского яруса распространены угли марок Ж-К-ОС, Т-ПА и А, т.е. высоко метаморфизованные разновидности [32]. Относительно менее метаморфизованы угли башкирского (до марок Т-ПА) и московского (до марок Ж-К-ОС) ярусов.

В целом для ДДВ угли карбона встречаются на глубинах от сотен метров до 5000 м и более. По степени углефикации они изменяются от бурых до отощенных спекающихся и даже тощих [32, 33]. Устанавливается вертикальная зональность метаморфизма углефицированных органических остатков.

Стадии метаморфизма углей и растительных остатков в поясах позволяли установить катагенетическую зональность нефтегазоносных каменноугольных толщ впадины (преимущественно в пределах грабена) и высказать выход на возможность прогноза коллекторов и ловушек в различных катагенетических зонах [32]. Исследования в этом направлении, как подчеркивают авторы [33], должны расширяться в связи с проблемами нефтегазоносности, прежде всего в аспекте изучения коллекторских свойств пород.

Наметился и другой, более важный аспект, обусловленный оценкой углей как возможных источников газа месторождений юго-восточной, преимущественно газоносной, части ДДВ.

Известно [26, 83], что при метаморфизме углей происходит их природная дегазация, которая может дать значительное количество газа. При благоприятных условиях в вышележащих толщах могут сформироваться промышленные месторождения газа. В качестве примеров приведем газовые месторождения Западной Сибири (Тазовское, Заполярное, Уренгойское, Губкинское), месторождения в пределах Северного моря, ряд месторождений Средней Азии и Казахстана [83]. Газообразные углеводороды поступали из нижележащих угленосных толщ каменноугольного или юрского возраста. Основную роль в газопродуктировании в Бухаро-Хивинском, Чуйском (Южный Казахстан), Тунгусском и других бассейнах играют остатки растительной (угольной) органической массы. Днепровско-Донецкая впадина также может относиться к бассейнам, где основная масса легких углеводородов накопилась за счет дегазации углей.

В Муюнкумском прогибе (Казахстан) отмечаются следующие взаимоотношения газоносных и угленосных структур. Угленосными являются отложения нижнего визе. Газовые месторождения (Айракты, Таркум, Амангельды, Малдыбай и Анабай) сосредоточены в вышележащих толщах карбона и перми. Состав газа (%): метан 75–92, тяжелые углеводороды 2–11. Промышленные газоносные структуры расположены в контуре максимальной угленосности нижневизейских отложений. Границы перспективной газоносной площади, таким образом, определены по границам максимальной угленосности. В этом усматриваются большие нереализованные поисковые возможности как в геологии угля, так и в геологии нефти и газа.

Известно [14, 17, 18, 26 и др.], что при катагенезе углей и рассеянного гумусового органического вещества образуется в больших количествах преимущественно метан – по типу месторождений Муонкумского прогиба. При месе тяжелых углеводородов обычно колеблется от 1–5 до 15–20 %. Гумусовое органическое вещество продуцирует только в 1,2 раза меньше газа по сравнению с сапропелевым. Соотношение количеств газа и твердого горного вещества в разных углях различно; не выдержано оно и в пределах одной марки. Для антрацитов Донбасса это соотношение таково: 250 м³ газа/1 т антрацита.

Источником газа Красноградской и других значительных по размерам депрессий фундамента в пределах грабена ДДВ, наиболее перспективных на открытие значительных залежей [77], могут быть как погруженные на глубины до нескольких тысяч метров каменноугольные отложения впадины, так и сложно дислоцированные высокометаморфизованные, находящиеся на значительно меньших глубинах и в приповерхностных условиях, угольные пласты Донбасса. В связи с этим возможна и положительная оценка перспектив на газ Бахмутской котловины и всей тектонической зоны сочленения складчатого Донбасса с ДДВ.

Необходимость максимально полного учета захороненного органического вещества (угледистых органических соединений) как нефте- и газопродуцирующих в одних случаях и как дающих месторождения угля и горючих сланцев – в других обоснована с позиций современных представлений об органическом происхождении нефти и газа [14, 29, 64, 91], а также наметившихся парагенетических связей всех горючих полезных ископаемых в результате биогенно-терригенного осадконакопления.

В итоге определились задачи дальнейших научных исследований и применения фундаментальных разработок поисковых критериев горючих полезных ископаемых в ДДВ и других наплатформенных отрицательных структурах. Их необходимо расширить исследованиями углефиксации органического вещества пород для решения вопросов нефтегазоносности и проблем оценки качества углей различных площадей и глубин. Очень остро стоит вопрос проведения угольного каротажа всех без исключения скважин параметрического, поискового и разведочного бурения на нефть и газ как для оценки угленосности каменноугольных, юрских, палеогеновых и неогеновых отложений ДДВ, так и для прогнозных работ на газ.

Из всего сказанного вытекает наиболее важная задача стратегического плана – комплексная оценка ДДВ на все виды горючих полезных ископаемых как крупной отрицательной платформенной структуры и соподчиненных ей структур конкретных стратиграфических подразделений. Оценочные и поисковые критерии могут быть выработаны на основе геологических закономерностей парагенетических и генетических связей нефте-, газо-, и углеобразования и накопления (скопления), а также пространственно-временного взаиморасположения структур. Для этого необходимы карты комплексного прогноза нефтегазо- и угленосных структур ДДВ. Такого рода карты,

наиболее полно систематизирующие фактический материал и отражающие закономерности формирования и размещения полезных ископаемых, должны быть структурно-формационными. Важно также изучение связи особенностей седиментогенеза слоистых толщ и их тектоники с особенностями глубинного строения региона [77].

Для осуществления поставленных задач необходимо формирование комплексной научно-исследовательской программы геологической оценки топливно-энергетического баланса ДДВ, так как на территории Украины можно ожидать новых открытий и новых приростов запасов горючих полезных ископаемых.

Важнейший аспект структурных и литологических исследований наметился в связи с разработкой тектонофизической модели депрессий центрального грабена ДДВ, где в отложениях, насыщенных углистым веществом и битумами, на значительных (более 4 км) глубинах появляются крупные зоны растяжений (разуплотнения), благодаря чему могут формироваться коллекторы тектонического генезиса значительных объемов. Угленосные толщи на этих и более глубоких горизонтах прогнозируются как потенциально газоносные и, возможно, нефтегазоносные. Наряду с изучением литологических и текстурных особенностей угленосных отложений на больших глубинах необходимо исследовать также их механические свойства, особенно приобретенные в результате разуплотнения (растяжения). Литологические исследования в комплексе с данными изучения плотностных и других характеристик пород глубоких горизонтов грабена ДДВ могут быть использованы в какой-то мере для прогноза горно-геологических условий Складчатого Донбасса, где глубокие скважины (более 2 км) единичны.

В настоящее время продолжаются систематические исследования отражательной способности витринита углей и углистых включений различной степени метаморфизма с целью определения зон катагенеза и прогноза горно-геологических условий глубоких горизонтов.

Зоны разуплотнения (их фрагменты) установлены эмпирическими геологогеофизическими исследованиями для фундамента и нижних горизонтов осадочной и осадочно-вулканогенной толщ депрессий. Они могут быть объяснены как зоны, образовавшиеся в постседиментационный этап в результате тектонических подвижек асимметричных блоков-ступеней и усиления их переносов, что сопровождается дальнейшим опусканием фундамента в центральных частях депрессий. На участках максимальных прогибаний образуются зоны растяжения, выклинивающиеся вверх по разрезу и сменяющиеся зонами сжатия.

Некоторые зоны растяжения и разуплотнения пород картируются достаточно уверенно методом КМПВ и имеют форму, приближающуюся к изометрической, кольцевой (Инянская, Полтавская, Красноградские депрессии).

На основании разработанной нами структурно-геоморфологической модели ДДС и известных тектонофизических закономерностей распределения зон напряжений и деформаций в геологических тектонах сделан прогноз нового типа ловушек депрессий субглобинклинати

Проведен эксперимент по типу тех, которые в массовом количестве ставились для выяснения физических условий минеральных преобразований при различных деформациях твердого тела [27]. Эксперимент был направлен на установление возможных зон разуплотнения в слоистых толщах глубоких горизонтов центральных депрессий ДДВ и их смены выше по разрезу зонами скатия, т.е. на поиски возможных вторичных (тектонических) коллекторов, образовавшихся в результате микротрециноватости пород зон растяжения, коллекторские свойства которых были по первичным литологическим свойствам различными. Эксперимент дал дополнительные обоснования признаков и структурного положения, а также размеров и форм нового типа ловушек углеводородов в глубоких горизонтах осадочных толщ грабена.

В масштабе 1:800 000 воспроизведен разрез депрессии типа Сребнянской. По формам и размерам профиля, представленного в деформированной пластине алюминия или деревянном вырезе, была изогнута под поляризатором лента полиуретана толщиной 1 см и длиной 6 см. В участках максимального изгиба многоцветными фигурами обозначились зоны максимальных касательных напряжений. Они образуют два узла: нижний — растяжения и верхний — скатия. Их разделяет нейтральная поверхность, где напряжения равны нулю. Цветная фигура, обозначающая в разрезе зоны деформации, напоминает бабочку в полете при взгляде на нее сверху. По очертаниям каждая из двух фигур ("крыльев бабочки") близка к ромбу. Их размеры, см: длина 2, максимальная высота 1. Если перенести результаты моделирования на депрессии в соответствии с масштабами фигур подобия, то зона растяжения (и вышележащая зона скатия) займет положение центральной структурно-фациальной зоны (в плане) и будет отвечать ей по размерам — около 16 км в поперечнике. Максимальные мощности каждой из зон (верхней — скатия и нижней — растяжения) достигают в соответствии с данными моделирования 4 км.

Таким образом, на глубине 4 км и более следует ожидать структуру площадью до 200 км² с повышенной тектонической трещиноватостью, прогнозировать в ее пределах благоприятные для скопления углеводородов коллекторские свойства пород. Объем структуры около 400 км³.

Изложенный материал подтверждает обоснованность рекомендаций [77], нацеливая на опоискование и разведку центральных, наиболее прогнутых частей депрессий и их глубоких горизонтов как первоочередных.

Закладка сверхглубокой восьмикилометровой скважины наиболее целесообразна в центральной части Сребнянской депрессии, где максимальная глубина залегания фундамента не превышает 8 км и где проверка прогноза нового типа ловушек доступна и оправдана с геологических и экономических позиций.

Максимальная мощность ловушки прогнозируемого типа в конкретной структуре может быть определена геологическими методами по расстоянию от верхней границы соляных диапиров (верхний рубеж) до кровли соляной

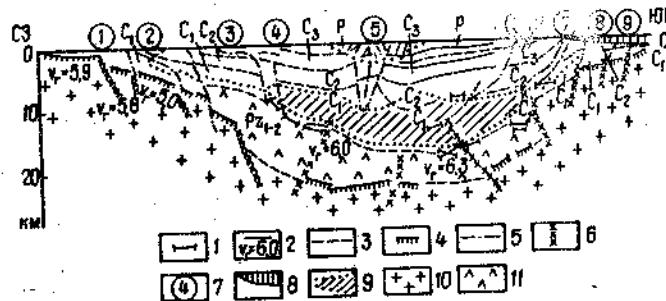


Рис. 16. Схематический поперечный профиль через Донецкий бассейн (по материалам М.И.Бородулина и А.К.Михалева):

1 — отражающие горизонты по данным МОВ и ГСЗ; 2 — границы преломления волн и граничные скорости (км/с); 3 — стратиграфические границы; 4 — поверхность фундамента, установленная по геофизическим данным (штриховая линия — предполагаемая поверхность); 5 — разрывные нарушения приповерхностные (в зоне скатия); 6 — крупные разломы по геофизическим данным; 7 — тектонические элементы (1 — Криворожско-Павловский сброс, 2 — Центральный надвиг, 3 — Селидовский надвиг, 4 — Очертинская флексура, 5 — Дружковско-Константиновская антиклиналь, 6 — Марьинский надвиг, 7 — Северо-Донецкий надвиг, 8 — Краснорецкий сброс, 9 — Западный сброс); 8 — мезо-кайнозойские отложения; 9 — зона растяжения в угленосных толщах больших глубин — прогнозируемый резервуар скопления газовых и жидких углеводородов, зона скатия оконтурена точками, но не заштрихована — вверху; 10 — породы фундамента; 11 — вулканогенно-осадочные (?) образования гипотетических нижнепалеозойских толщ

толщи девона (нижний рубеж). Углеводороды могут концентрироваться в этих структурах в виде многоярусных залежей. Верхняя залежь прогнозируется над соляными куполами, так как по зонам трещиноватости первыми наверх устремляются газы и жидкие углеводороды, а затем уже — пластические массы солей.

Многоярусность месторождений углеводородов, связанных с центральными частями депрессий, их глубокими зонами растяжения, объясняется прежде всего неравномерностью распределения максимальных касательных напряжений в пределах зоны (сложной ловушки) вследствие неоднородности слоистой толщи, которая определяет тектоническую неравномерность распределения силовых линий в зависимости от состава пород. Такого типа ловушки могут быть отнесены к сложнопостроенным комбинированным и тектоническим.

Геологические и тectonoфизические данные о новом типе ловушек в глубоко залегающих преимущественно угленосных образованиях дают основание вводить в поиски не только локальные антиклинальные поднятия (валы, своды и т.д.), но и расположенные между ними синклинали. В антиклинальных ловушках углеводороды концентрируются в большинстве случаев в присводовых частях, в синклинальных — в зонах растяжений максимально прогнутой части

Закономерность, выявленная для ДДВ, может быть использована для прогноза газоносных резервуаров под складчатыми структурами Донбасса на глубинах свыше 4–5 км, где развиты угленосные отложения карбона. Возможно более широкое применение разработок для прогноза нефтегазоносных структур в других регионах республики (Львовско-Волынский, Предднепровский прогибы), а также в малоизученных и освоенных бассейнах (рис. 16).

Важной геологической (генетической) проблемой, выявленной в процессе изучения структур ДДВ, и прежде всего Западного Донбасса является проблема щелочных ("соленых") углей. Она решается комплексом методов, в том числе литологическими и geoхимическими, как наиболее результативными.

Разработки А.В.Ивановой 1979–1981 гг. показали, что подавляющая часть углей параллельской формации были первично солеными в результате засолонения торфяников водами ингрессирующего на болотистую равнину моря. Предполагается первичная соленость всех углей ДДВ и складчатого Донбасса, превратившихся в каменные обессоленные в результате регионального динамометаморфизма. Большое количество соли, рассеянной в первичном осадке, могло выноситься и концентрироваться во впадинах типа Бахмутской в позднеорогенных образованиях пермского возраста.

Метаморфизм углей и угленосных толщ карбона глубоких горизонтов ДДВ мог привести к общему засолонению подземных вод впадины, значительная часть из которых вторично засолоняет более молодые горизонты.

Рассмотрение взаимозависимости тектоно-магматических и соле-, нефтегазо- и угленосных структур угольных бассейнов Украины открывает новые аспекты их генетических (и парагенетических) связей как закономерных и выявляет новые критерии поисков месторождений полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности тектоники угольных бассейнов Украины рассмотрены в монографии в связи с особенностями развития континентальной земной коры юго-западной части Восточно-Европейской платформы в эпохи ее тектоно-магматической активизации на протяжении неогея. С ними тесно связаны всплески интенсивного развития органического мира, в том числе и растительных наземных сообществ — торфообразователей — в обширных отрицательных структурах с компенсационным режимом седиментации, контролирующихся внутренними углами платформ и краевых систем, а также межблоковыми разломами.

Эпохи интенсивной вулканической деятельности на территории юго-западной части Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления знаменовали собой значительную перестройку рельефа дневной поверхности, изменение климатических условий и условий седиментогенеза. Палеовулканологические реконструкции, произведенные для различных структурно-стратиграфических уровней неогея дают материал для выявления взаимосвязей вулканоструктур с нефтегазо- и угленосными структурами. Эти связи с той или иной степенью достоверности прослеживаются для структур различных рангов.

Для позднепротерозойских и палеозойских структурно-стратиграфических уровней характерна смена активной вулканической деятельности активным накоплением органического вещества в осадках тектонических и тектоно-магматических депрессий. Начало процесса захоронения значительных масс органического материала относится к периоду активного вулканизма в условиях удаленных зон (девон Припятского прогиба). Для Днепровско-Донецкой субгеосинклинали установлены [77] связи со структурой и рельефом фундамента, взаимоотношения тектоно-магматических (девон) и нефтегазоносных (девон — юра) структур. Положительные тектоно-магматические структуры перспективны на полиметаллы и другие рудные полезные ископаемые, сопряженные с ними отрицательные структуры — на нефть и газ, склоны поднятий — на уголь.

Выделяются зоны палеовулканов в пределах платформенных структур тектоно-магматической активизации в киммерийский (преимущественно средняя юра) и альпийский (ранний — поздний мел; поздний мел — начало палеогена) этапы развития. Они контролируют вулканические и гидротермальные процессы, а также режим осадконакопления, и, в частности, торфообразования. Тектоно-магматический контроль угленосности в киммерийский

и дальнейший этапы развития складчатого обрамления и платформенных структур — один из наиболее важных установленных нами критериев поиска мезо-кайнозойских угольных месторождений, а также перспективных на нефть и газ депрессий на территории УССР. Диапазон применения методов палеовулканологических реконструкций в комплексе поисковых методов может быть расширен и распространен также на горючие полезные ископаемые.

Угленосные паралические бассейны являются в то же время рудоносными, соленоносными и нефтегазоносными. В бассейнах с наземным торфообразованием соленоносные и нефтегазоносные структуры, как правило, не обязательны. Глубокая унаследованность разломов континентальной коры юго-западной части Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления обуславливает унаследованность угленосных бассейнов, узлов и отдельных структур. Сложность, многокомпонентность угленосных образований определяет необходимость и актуальность их комплексного исследования современными методами геологии с привлечением дистанционных, геофизических и геохимических методов.

При рассмотрении особенностей тектоники угольных бассейнов были проанализированы самые общие из них, главные. Особенности геологических тел низших рангов обсуждались здесь в меньшей мере и их изучению должно быть уделено более пристальное внимание в дальнейшем.

Рассмотрение региональных аспектов тектоники каменноугольных бассейнов Украины с привлечением материалов по другим регионам привело к выявлению новых поисковых критериев на нефтегазоносные структуры в угленосных толщах больших глубин как в старых нефтегазоносных регионах, так и в угольных бассейнах и прежде всего Донецком. Вторичные (тектонические) зоны разуплотнения на глубинах свыше 4 км прогнозируются на основании геологических, геофизических и тектонофизических данных (с использованием результатов тектонофизического моделирования). В них создаются условия, благоприятные для концентрации значительных объемов углеводородов в материнских (угленосных) отложениях. Это дает основание применять с большей эффективностью при прогнозах и поисках нефти и газа формационный и фациальный анализ осадочных отложений, использовать палеогеографические интерполяции, а также вводить в методику поисков дополнительные геологические характеристики без дорогостоящих дополнительных геологических и геофизических работ.

В регионе Донбасса проектируемое глубокое бурение должно преследовать кроме определенных ранее задач и оценочно-поисковые задачи на нефть и газ. В направлении изучения глубоких горизонтов крупных отрицательных структур на территории республики необходимо развернуть интенсивные научно-поисковые работы с использованием комплекса геолого-геофизических методов, а также опорного глубокого и сверхглубокого бурения. Возникает важная научная и актуальная проблема нефтегазоносного Донбасса, перспективы решения которой получили новые возможности в связи с прогнозом нового типа зон разуплотнения значительных глубин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас палеогеографічних карт Української РСР і Молдавської РСР. 1 : 2500 000. К. : вид-во АН УРСР, 1960. — 78 с.
2. Афанасьев Б.Л. Палеотектоника и угленосность. — М. : Недра, 1968. — 160 с.
3. Банковский В.О. До питання про відносний вік найголовніших тектонічних фаз у Донецькому кам'яновугільному басейні. — Геол. журн., 1935, 2, вип. 1, с. 5—8.
4. Балуховский Н.Ф. Геологическое строение и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. — Киев : Изд-во АН УССР, 1964. — 364 с.
5. Богданов А.А. Восточно-Европейская платформа. — В кн.: Тектоника Европы. М. : Недра, 1964, с. 42—48.
6. Бондарчук В.Г. Про тектоніку Великого Донбасу і походження розводільних прогинів платформ. — Геол. журн., 1956, № 2, с. 14—16.
7. Бондарчук В.Г. Основні вопросы тектоорогенії. — Київ : Ізд-во АН УССР, 1961. — 380 с. — (Тр. Інст. геол. наук. Сер. геотектоники і геофізики; Вип. 8).
8. Бондарчук В.Г. Геологічна структура Української РСР та проблеми тектоніки. — Геол. журн., 1967, 27, № 4, с. 3—17.
9. Бондарчук В.Г., Радзівілл А.Я., Токовенка В.С. та ін. Нові уявлення про структуру Причорномор'я та Чорноморської западини і деякі питання їх нафтогазоносності. — Вісн. АН УРСР, 1975, № 10, с. 62—66.
10. Бондарчук В.Г., Довгаль Ю.М., Радзівілл А.Я. і др. Горноскладчатьє, геосинклинальні і краєві системи южного і юго-западного обрамлення і окраїн Восточно-Європейської платформи на новій тектоніческій карті УССР. 1 : 500 000. — В кн.: Матеріали XI конгр. Карпато-Балк. геол. асоц. Київ : Наук. думка, 1977, с. 89—90.
11. Бондарчук В.Г., Радзівілл А.Я., Куделя Ю.А. Притулсько-Дніпровська зона краївих дислокацій і перспективи її вивчення. — Вісн. АН УРСР, 1978, № 7, с. 11—17.
12. Бондарчук В.Г., Майданович И.А., Радзівілл А.Я. і др. О направлении поисковых работ на нефть и газ в северо-западной части Черного моря в связи с особенностями тектоно-магматических структур. — В кн.: Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев : Наук. думка, 1979, с. 173—176.
13. Бондарчук В.Г., Радзівілл А.Я., Куделя Ю.А. Нова тектонічна модель Дніпровсько-Донецького трагбена (субгеосинкліналі) і проблеми нафтогазоносності. — Вісн. АН УРСР, 1980, № 10, с. 22—26.
14. Блюмер Э. Нефтяные месторождения : Основы геологии нефти. — М. : Л. : Госгеоптехиздат, 1929. — 352 с.
15. Вальтер А.А., Рябенко В.А. Взрывные кратеры Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1977. — 156 с.
16. Верболоз С.Е. Центральное поперечное поднятие Донбасса. — Сов. геология, 1969, 11, с. 34.
17. Вернадский В.И. Очерки геохимии. — М. : Госгеоптехиздат, 1934. — 154 с.
18. Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. — Л. : Наука, 1968. — 332 с.
19. Гавриш В.К. Глубинные структуры и методы их изучения. — Киев : Наук. думка, 1968. — 268 с.

20. Гаевиц В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенеза. — Киев : Наук. думка, 1974. — 160 с.
21. Гаевиц В.К. Рифтогенез и нефтегазоносность девонских эффузивов Днепровско-Донецкой впадины. — Геол. журн., 1981, 41, вып. 6, с. 62—70.
22. Гаркаленко И.А., Бородулин Н.И. О глубинном строении Донбасса по материалам геофизических исследований. — В кн.: Третья геол. конф. "Лутугинские чтения". Луганск, 1969, с. 42.
23. Гаркаленко И.А., Бородулин Н.И., Хохлов М.Т. Особенности методики сейсмических исследований при изучении фундамента в Донецком бассейне. — В кн.: Поиски и находки. Днепропетровск : Проммин, 1970, с. 26.
24. Геология СССР / Украинская ССР и Молдавская ССР. — М. : Недра, 1958. — Т. 5, ч. 1. — 1000 с.
25. Геохронология докембрия Украины. — Киев : Наук. думка, 1965. — 202 с.
26. Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР. Т. 1 / Угольные бассейны и месторождения юга европейской части СССР. — М. : Госгеолтехиздат, 1963. — 1210 с.
27. Гзовский М.В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов. — Разведка и охрана недр, 1956, № 7, с. 28—32.
28. Дубинский Л.Я. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна. — Материалы ВСЕГЕИ, Н.С., 1956, вып. 14, с. 51.
29. Егоров П.И. Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. — Ростов н/Д : Изд-во Рост. ун-та, 1960. — 85 с.
30. Журавлев В.С. Тектонические ограничения платформ. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1965, 40, вып. 5, с. 18—22.
31. Зысин А.М., Кирюков В.В., Паукер Н.Г. Система разведки Ленинградского месторождения горючих сланцев. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1968, 4, вып. 2, с. 113—117.
32. Иванова А.В. Катагенетическая зональность каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины по данным замеров отражательной способности витринита угольной органики (в связи с нефтегазоносностью). — Киев, 1976. — 64 с. — (Препр. / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов).
33. Игнатченко Н.А., Зайцева Л.Б., Иванова А.В. Петрология углей карбона Днепровско-Донецкой впадины. — Киев : Наук. думка, 1979. — 134 с.
34. Игнатченко Н.А., Зайцева Л.Б. Петрофикация бурых углей Днепровского бассейна и их битуминозность. — Киев, 1981. — 80 с. — (Препринт / АН УССР. Ин-т геол. наук; № 81—25).
35. Калеев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. — Киев : Наук. думка, 1965. — 190 с.
36. Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной части Европейской России. — Горн. журн., 1883, 3, с. 40.
37. Кобзарь В.Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогенеза центральной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1981. — 104 с.
38. Кондратьенко-Заялев Е.А., Горак С.В., Котляр О.Е. и др. Новые данные о девонских отложениях северной прибрежной зоны Днепровско-Донецкой впадины. — Тектоника и стратиграфия, 1980, вып. 19, с. 75—80.
39. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. — М. : Госгеолиздат, 1956. — 160 с.
40. Левин А.И., Стрельцова Т.В., Хакимов М.Ю. О возрасте фундамента Мизийской плиты. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, 1971, № 5, с. 38—44.
41. Личков Б.П. О фазах денудации Украинского кристаллического массива. — Тр. ГГРУ, 1930, вып. 23, с. 13—18.
42. Личков Б.П. Некоторые данные о рельефе и тектонике кристаллических пород Украинской кристаллической полосы. — Изв. Укр. геол. комисс., 1959, 5, с. 6—14.
43. Левинский М.Л., Павленкова М.И., Баранова Е.П. Особенности строения фундамента наименее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. — Геол. журн., 1971, 31, № 2, с. 34.
44. Лейе Н.А., Борисенко Ю.А. К вопросу об условиях осадконакопления и мощности верхнепалеозойских отложений северо-западной части Донбасса. — В кн.: Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование : Материалы второй межведомств. науч.-техн. конф. М. : Недра, 1966, т. 6, с. 90—92.
45. Лунгергаузен Л.Ф. К вопросу о тектонике Украины. — В кн.: Материалы по нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. — Киев : Изд-во АН УССР, 1941, вып. 1, с. 26—28.
46. Майданович И.О. Про глибину тектоніку Донбасу. — Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 6, с. 26.
47. Майданович И.А. Глубинные разломы зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом. — Геол. сб. Льв. ун-та, 1968, вып. 11, с. 80—84.
48. Майданович И.А. Глубинное строение Покрово-Киреевского рудного района. — В кн.: Вторая геол. конф. "Степановские чтения". Артемовск, 1968, с. 45.
49. Майданович И.А. Об относительном возрасте продольных и поперечных тектонических форм Донбасса. — В кн.: Третья геол. конф. "Степановские чтения". Артемовск, 1970, с. 53.
50. Майданович И.А. О возрасте глубинных разломов Донбасса. — В кн.: Третья геол. конф. "Степановские чтения". Артемовск, 1970, с. 57.
51. Майданович И.А. Донской глубинный разлом. — Геол. сб. / Волго-Дон. геол. упр. Росто н/Д, 1970, с. 20.
52. Майданович И.А., Дубровский В.И. Глубинные разломы и современные вертикальные движения земной коры в Западном Донбассе. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1970, № 4, с. 24.
53. Майданович И.А., Макаров И.А. Тектонический анализ мощности среднекаменноугольных отложений Чистяковской синклиналии Донбасса. — Геол. журн., 1971, 3, с. 134—139.
54. Майданович И.А. Проблема Рудного Донбасса. — В кн.: Вопросы геологии осадочных отложений Украины. Киев : Наук. думка, 1972, с. 128—137.
55. Майданович И.А. Структуры узлов пересечений крупных сдвигов в южной части Донецкого бассейна. — Геотектоника, 1972, № 4, с. 69—75.
56. Майданович И.А. О надразломной (межблоковой) природе углеобразования. — Тектоника и стратиграфия, 1977, вып. 12, с. 20—26.
57. Матвеев А.К. Генерализованная генетическая классификация угольных бассейнов. — В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения : Докл. сов. геол. конф. на 23 сессии МГК. М. : Наука, 1968, с. 42—46.
58. Медведев А.П. О методике определения юго-западной границы Русской платформы в пределах Волынь-Подолии. — Геол. сб. Льв. геол. о-ва, 1973, № 14, с. 67—76.
59. Мещеряков Ю.А., Синягина М.И. Опыт изучения современных движений земной коры по данным повторного кивелирования. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1951, № 1, с. 40.
60. Михалев А.К. Распределение мощности свит C_1^6 — C_1^7 среднего карбона в Центральном районе Донецкого бассейна. — Геотектоника, 1968, 3, с. 99—101.
61. Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М. : Изд-во иностран. лит., 1960, с. 102.
62. Нагорный В.Н. Влияние особенностей геологического развития бассейнов на закономерности регионального метаморфизма углей (на примере Донбасса) : Автограф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Л., 1980. — 40 с.
63. Нагорный В.Н. О складчатых движениях альпийского тектогенеза в Донбассе. — Тр. ДонбассНИИ, 1971, вып. 2, с. 18.
64. Нефтеатериновые свиты и принципы их диагностики : (Сб. ст.). — М. : Недра, 1979. — 270 с.
65. Основные черты тектоники Украины : (Объясн. зап. к "Тектонической карте УССР", 1 : 1 000 000). — Киев : Наук. думка, 1978. — 162 с.

66. Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. — Киев : Наук. думка, 1972. — 295 с.
67. Погребнов Н.И. Размещение угленосных формаций в современных структурах земной коры на территории СССР. — Сов. геология, 1972, № 7, с. 3—18.
68. Погребнов Н.И., Луговой Г.И. Основные проблемы геологии и разведки углей в СССР. — Сов. геология, 1975, № 5, с. 10—18.
69. Пожарыцкий В., Томчик Г. Структурно-фациональные зоны в палеозое Северной и Восточной Польши. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1968, № 2, с. 44—61.
70. Попов В.С. Тектоника Донецкого бассейна. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М. : Недра, 1963, т. 1, с. 103—152.
- 71.. Попов В.С. Геологическое строение и промышленная угленосность Донецкого бассейна (в границах Большого Донбасса) : Доклад, представл. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1964. — 50 с.
72. Радзивилл А.Я., Довгаль Ю.М. Тектоническое положение Болтышской кальдеры в структуре Украинского кристаллического щита. — В кн.: Материалы Всесоюз. палеовулканол. симпоз. М., 1973, с. 218—220.
73. Радзивилл А.Я. Новые данные о тектонике платформенного покрова Волыно-Подольской плиты. — Тектоника и стратиграфия, 1975, вып. 9, с. 28—39.
74. Радзивилл А.Я., Знаменська Т.О., Куделя Ю.А. Куполоподобні структури Волині. — Тектоніка і стратиграфія, 1975, вып. 7, с. 12—25.
75. Радзивилл А.Я. Краевые системы Украинских Карпат и пра-Карпат. — Тектоника и стратиграфия, 1975, вып. 8, с. 10—20.
76. Радзивилл А.Я. О закономерном чередовании основных простираний платформенных структур Украины и перспективы их изучения. — Тектоника и стратиграфия, 1977, вып. 13, с. 15—21.
77. Радзивилл А.Я., Куделя Ю.А., Палий А.М. и др. Тектонические, тектономагматические и структурно-геоморфологические критерии поисков крупных нефтяных и газовых месторождений в Днепровско-Донецком грабене (субгеосинклинали). — Киев, 1979. — 52 с. — (Препринт АН УССР / Ин-т геол. наук; № 79—31).
78. Радзивилл А.Я. К вопросу о тектономагматической природе Оболонской впадины (северо-восточный склон УЩ). — Тектоника и стратиграфия, 1981, вып. 20, с. 48—52.
79. Радзивилл А.Я. Малые интрузивы, дайки и жерловины восточной контактовой зоны Корсунь-Новомиргородского plutона. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Киев : Наук. думка, 1981, ч. 2, с. 10—11.
80. Радзивилл А.Я., Куделя Ю.А. Соподчиненный ряд вулканоструктур мелового — палеогенового возраста центральной части Украинского щита. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Киев : Наук. думка, 1981, ч. 1, с. 145—146.
81. Радзивилл А.Я., Куделя Ю.А. Региональные тектонические и тектономагматические критерии нефтегазоносности и их значение в комплексе поисковых критериев на средние и крупные месторождения Днепровско-Донецкой субгеосинклинали и другие регионы Украины. — В кн.: Перспективы расширения ресурсов нефти и газа в Украинской ССР. Киев : Наук. думка, 1982, с. 28—32.
82. Резюме и горизонтальные движения земной коры / Под ред. А.В.Пейве. — М. : Наука, 1973. — 260 с.
83. Ресурсы твердых горючих ископаемых, их увеличение и комплексное рациональное использование в народном хозяйстве. — В кн.: Тез. докл. VII Всесоюз. угольн. симп., ч. 1, 2. Ростов н/Д : ВНИГРИуголь, 1981, ч. 1, 426 с.; ч. 2, 243 с.
84. Рабенко В.А. Особенности тектоники докембрия Украинского щита : Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Киев, 1971. — 41 с.
85. Самарин М.А. Континентальные угленосные отложения мезозойского и кайнозойского осадочного чехла центральной и северо-западной частей Украинского щита. — Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1976. — 25 с.
86. Семененко Н.П. Геохронологическая структурная карта кристаллического фундамента Украины и смежных территорий (юга Восточно-Европейской платформы и ее обрамления). — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М. : Наука, 1974. с. 34—37.
87. Соболев Д.Н. Проблемы глубинной геологии Северно-Украинского бассейна. — Зап. Геол. ин-та при Харьк. ун-те, 1934, 4, с. 12—18.
88. Соболев Д.Н. О Среднеевразийской геосинклинали и Амадоцайском бассейне. — Зап. НДГ геології при Харьк. ун-ті, 1936, 6, вип. 2, с. 60—64.
89. Соболев Д.Н. О геотектоническом расщеплении и распределении недровых богатств Амадоцайского (Большого Донецкого) бассейна. — В кн.: Тр. XVII сесс. МГК. М., 1939, т. 1, с. 32—34.
90. Соболев Д.Н. Амадоцайский (Большой Донецкий) бассейн, его геологическое место и расщепление. — В кн.: Тр. нефт. конф. Киев : Изд-во АН УССР, 1939, с. 14—18.
91. Стадников Г.Л. Происхождение углей и нефти. — М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1937. — 612 с.
92. Станиславский Ф.А. Возраст и стратиграфия сапропелитов Болтышской депрессии. — Геол. журн., 1968, 28, вып. 2, с. 109—115.
93. Степанов П.И. Большой Донбасс : Докл. на заседании, посвящ. 50-летию геол.-развед. службы СССР. — В кн.: Геопроразведка. М. ; Л., 1932, с. 25—29.
94. Степанов П.И. Теория поясов и узлов угленакопления. — В кн.: Юбилейный сборник АН СССР к 30-летию СССР. М., 1947, т. 2, с. 55—60.
95. Степанов П.И. Рецензія на статтю В.О.Банівського "До питання про відносини відповідності тектонічних фаз у Донецькому кам'яновугільному басейні". — Геол. журн., 1935, 2, вип. 1, с. 72.
96. Стерлин Г.П. К вопросу о характере сочленения Днепровско-Донецкой владины и Донецкого складчатого сооружения. — Докл. АН СССР, 1954, 97, № 5, с. 28—34.
97. Стратиграфія УРСР. Т. 5. Карбон. — Київ : Наук. думка, 1969. — 412 с.
98. Стратиграфія УРСР. Т. 4. Ч. 1. Силур. — Київ : Наук. думка, 1971. — 214 с.
99. Стратиграфія УРСР. Т. 1. Докембрій. — К. : Наук. думка, 1972. — 344 с.
100. Структура континентов и океанов (терминологический справочник). — М. : Недра, 1979. — 512 с.
101. Тимофеев П.П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления. — Изв. АН СССР, 1962, 5, с. 52.
102. Томсон И.Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. — В кн.: Питологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М. : Недра, 1964, с. 76—150.
103. Хайн Е.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4, с. 28.
104. Чебаненко І.І. Разломная тектоніка України. — К. : Наук. думка, 1966. — 228 с.
105. Чекунов А.В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой владины). — Геотектоника, 1967, № 3, с. 22—28.
106. Чирлопский В.Ф. Достижения и основные проблемы угольной геологии. — М. : Недра, 1980. — 208 с.
107. Шарлов О.С. Северные окраины Донецкого бассейна и Приднепровский краеведческий музей. — Бюл. Моск. с-ва испытателей природы, 1953, 28, № 3, с. 14—18.
108. Шатский Н.С. Происхождение Донецкого бассейна. — Бюл. Моск. с-ва испытателей природы. Отд. геол., 1937, 15, № 4, с. 26.
109. Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита : Сравнительная геотектоника дюнитовых платформ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6, с. 46—52.
110. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — Изв. АН СССР. — Сер. геол., 1948, № 5, с. 12—18.
111. Шатский Н.С., Богданов А.А. О международной тектонической зоне Европы : 1 : 500 000. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4, с. 42—46.
112. Шатский Н.С. О происхождении Началовского проявления : Сравнительная геотектоника

ники древних платформ. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол., 1965, 30, вып. 5, с. 12—16.

113. Широков А.З. Пробисхождение Донбасса. — Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 1954, 14, с. 31—36.

114. Широков А.З. О происхождении Донбасса. — Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 1955, 23, с. 5—12.

115. Шиуков Е.Ф., Куделя Ю.А., Радивилл А.Я. и др. Новые данные о структуре и истории геологического развития акватории Азовского моря по дешифрированным космических снимков. — Геол. журн., 1981, 41, № 1, с. 21—27.

116. Шульга В.Ф. Нижнекарбоновая угленосная формация Донецкого бассейна. — М.: Наука, 1981. — 176 с.

117. Эйнер О.Л. Про геотектоничне положення Донецького басейну. — Геол. сб. Київ. ун-та, 1956, 6, с. 4—18.

118. Яковлев Н.Н. Материалы для геологии Донецкого бассейна. — Тр. Геол. ком. Н.С., 1914, вып. 94, с. 28.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Структурно-стратиграфические комплексы платформенного по- крова Украины, их границы и геологические позиции угленосных толщ	6
Глава 2. Положение угольных бассейнов в структуре земной коры Украи- ны. Узлы, полса и дуги углеобразования	18
2.1. Граница Восточно-Европейской платформы как углеконтролирующая структура. Угле- и нефтегазоносность пограничных структур платформы	18
2.2. Донецкий узел углеобразования	27
2.2.1. Границы Донецкого бассейна	29
2.2.2. Граница Восточно-Европейской платформы	35
2.2.3. Причина приподнятого залегания Донбасса в современной структуре платформы. Степной вал	36
2.2.4. Структурный тип Донецкого бассейна	38
2.2.5. Морфологические и возрастные соотношения пересекающихся текто- нических форм	40
2.2.6. Проблема Рудного Донбасса	53
2.3. Тектоника Днепровско-Донецкой впадины и ее угленосность	56
2.4. Особенности тектоники Львовско-Волынского каменноугольного бас- сейна	70
2.5. Структурные особенности размещения и перспективы промышленной угленосности юрских отложений Украины	79
2.6. Тектонические и тектономагматические структуры Днепробасса	81
Глава 3. Тектонические факторы формирования угольных месторождений	91
Глава 4. Генетические соотношения тектономагматических, угловых, соля- и нефтегазоносных структур	99
Заключение	111
Список литературы	113

Ільяк Анатолійович Майданович
Анатолій Яковлевич Радзивіла

**ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ
УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ УКРАИНЫ**

*Утверждено к печати ученым советом
Института геологических наук АН УССР*

Редактор О. И. Калашникова
Оформление художника С. В. Назарова
Художественный редактор И. П. Свицкая
Технический редактор Т. М. Зубрицкая
Оператор А. Н. Матюрина
Корректоры Т. А. Обора, А. Ф. Коровинченко

Информ. бланк № 6261

Подп. в печ. 10.09.84. БФ 03469. Формат 60x84/16. Бум. офс. № 1. Офс. печ. Усл. печ. л.
6,98. Усл. кр. отт. 7,33. Уч.-изд. л. 8,71. Тираж 500 экз. Заказ № 4707 Цена 1 р. 10 к.

Издательство "Наукова думка", 262601, Киев 4, ул. Репина, 3.

Киевская книжная типография научной книги 252004, Киев 4, ул. Репина, 4.

1 р. 10 к.

НАУКОВА ДУМКА