

К СРАВНИТЕЛЬНОМУ АНАЛИЗУ ПРОГИБОВ, ОБРАМЛЯЮЩИХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКУЮ ПЛАТФОРМУ. ПРЕДДОБРУДЖСКИЙ ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ

Преддобруджский передовой прогиб является самым западным звеном в системе прогибов, которые окаймляют Восточно-Европейскую платформу. Он входит в состав Скифской плиты. Скифская плита в современном ее понимании охватывает территорию от юго-восточного Предкарпатья на западе до Каспия на востоке. Она состоит из трех существенно различающихся сегментов: Западного (Преддобруджского), Центрального (Крымско-Азовского) и Восточного (Предкавказского). Преддобруджский прогиб, по А.Е. Шлезингеру [1968], представляет собой глубокопогруженную окраинную часть внешнего юго-западного угла Русской плиты. На севере он отделен от пологого Молдавского склона системой Цыганско-Чадыр-Лунгских разломов. На юге, по разлому Георгиевского гирла, прогиб граничит с герцинидами Северной Добруджи. На западе эта граница проходит к югу от г. Кагула по системе кулисных разломов. Юго-западной границей Преддобруджья является зона Аджуд-Кагул-Георгиевского разлома (рис. 1).

Современную структуру Добруджи румынские геологи подразделяют на три самостоятельных региона: Центральный, Северный и Южный. Южный перекрыт платформенным чехлом. Центральная Добруджа к северу граничит по надвику Печеняга-Камена с покровом Мэчин, а последний наращивается зоной Тулча по Лункавица-Бабадагскому надвику. Зона разлома Печеняга-Камена, имеющая ширину более 1 км, является южной частью Лежайско-Добруджинской дислокационной зоны. Юго-восточный конец его уходит по дну Черного моря.

Палеозойский Преддобруджский прогиб простирается широтно. Южный край его перекрывает зону Тульчи. Осевая часть юрского прогиба сдвинута к северу, и если в западной части он, как и палеозойский, простирается с запада на восток, то в восточной его простираение становится юго-восточным. Различия в строении этих прогибов достаточно велики. Потому ряд исследователей считает их самостоятельными структурами. Например, первый называют Бессарабским краевым прогибом, а второй — Пандаклийским грабеном. В развитии Преддобруджского прогиба четко выделяют два этапа: позднепалеозойский и юрский, отделенные друг от друга в средне-позднетриасовое — лейасовое время некоторой перестройкой структурного плана [Романов, Славин, 1970].

Согласно С.С. Круглову, А.К. Цыпко [1988], в строении прогиба принимают участие осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы, сближающие его, с одной стороны, с Северной Добруджей, с другой — с Восточно-Европейской платформой. Переходный характер этой зоны преимущественно палеозойского возраста позволяет применять различную интерпретацию его тектонической природы, внутреннего строения и истории развития. По ограничивающей Преддобруджский прогиб с севера системе разломов фундамент резко погружен к югу на глубину 5–6 км. Северная Добруджа надвинута на структуры прогиба в ходе варисского и новокиммерийского этапов тектогенеза (рис. 2).

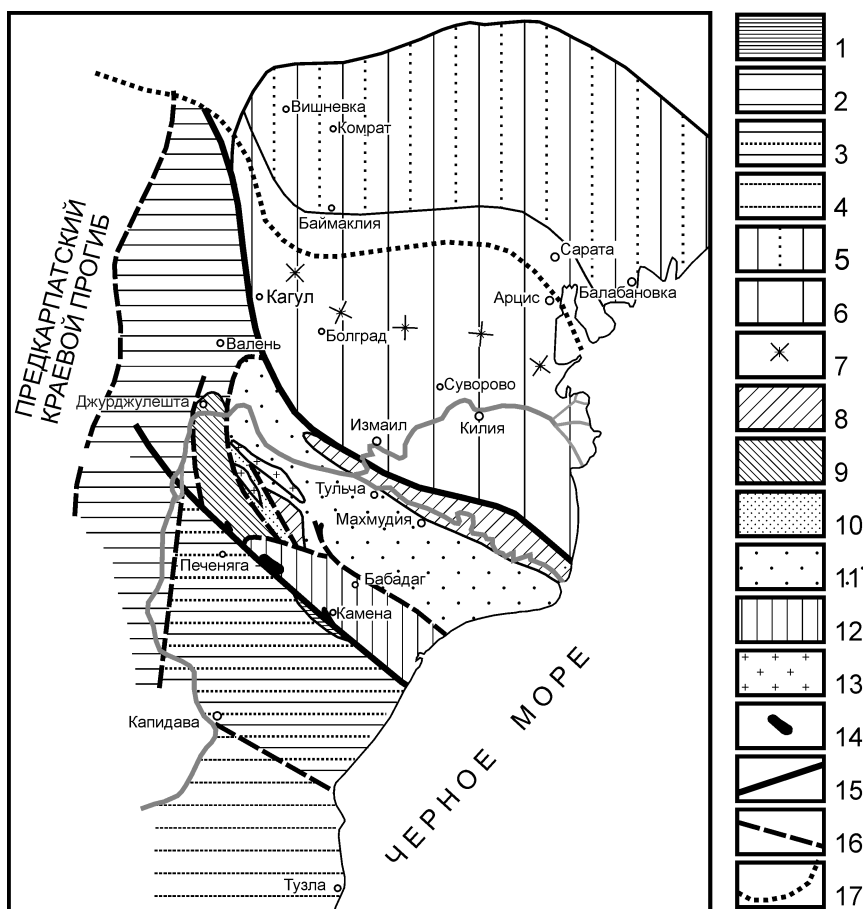
Западное продолжение прогиба устанавливается на территории Румынии, а его восточная граница скрыта под водами Черного моря и контролируется зоной Одесского разлома.

Фундамент Преддобруджского прогиба образован структурно-формационным комплексом ранних байкалитид. Отложения представлены мигматитами, образовавшимися в результате послышной инъекции гранитной магмы в обломочные породы, разgneйсованными и катаклазированными гранитами и плагиогранитами. Возраст этих пород устанавливается как рифейский. В региональном плане они соответствуют одновозрастным образованиям Северной Добруджи. Разрез чехла начинается отложениями валдайской серии венда, представленной толщей переслаивания песчаников, алевролитов, туфоалевролитов и аргиллитов, в верхней своей части приобретающих ритмичный (флишоидный) характер. Мощности этих образований увеличивается к югу от 1000 м вблизи Цыганско-Чадыр-Лунгского разлома до 1500 м и более в центральной части прогиба. Породы серии деформированы, с углами падения пластов 20–45°, а в приразломных зонах их величины достигают значений 80–90°.

В разрезе варисского структурно-формационного комплекса в Преддобруджском прогибе С.С. Круглов, А.К. Цыпко [1988] выделяют два подкомплекса. Нижний силурийско-нижнедевонский сложен терригенно-глинистыми и карбонатными образованиями мощностью 1500–1800 м. Верхний среднедевонско-нижнекаменноугольный представлен сульфатно-карбонатными породами большой мощности (более 2000 м). В структурном плане эти образования характеризуются северо-западным простираением разнопорядковых структур.

Рис. 1. Схема тектонического строения территории Добруджи и Преддобруджского прогиба. По И.В. Высоцкому [1965]

Условные обозначения. Платформа: 1 — нижний структурный этаж (кембрий?), выходящий на поверхность, 2 — то же, но перекрытый неогеновыми отложениями, 3 — средний структурный этаж (зеленоцветный фундамент, ордовик?), Южно-Добруджское поднятие, 4 — верхний структурный этаж (готландий). Юрский Преддобруджский прогиб: 5 — моноклинальный склон, 6 — синклиальная часть, 7 — ось впадины. Складчатая область: 8 — девонский синклиниорий — поднятие Тульча Махмудия, 9 — девонский синклиниорий, северо-западный борт, 10 — карапелитовая внутригорная впадина — грабен, 11 — триасовый синклиниорий, 12 — меловой синклиниорий, 13 — интрузивные массивы, 14 — эффузивные породы; 15 — надвиги; 16 — сбросы; 17 — граница докембрийской платформы



Это сравнительно крупные линейные дислокации, такие, как: Алуатско-Чалькская, Измаильская, Фурмановско-Приморская и Тузловская депрессии и сопряженные с ними зоны поднятий: Готештско-Баймаклийская, Саратско-Балабановская, Суворовско-Змеиная и Лиманская. Вероятно, это серия чешуйчатых надвигов, осложненных пликативными структурами. В строении прогиба отражены и поперечные дислокации: Кагульский и Ореховско-Суворовский выступы.

Варисский этап развития Преддобруджского прогиба завершается накоплением мощного комплекса молассовых образований. Они представлены отложениями нижней сероцветной молассы серпуховского яруса верхов визе и верхней красно-

цветной молассы верхнего карбона — нижнего триаса. В Северной Добрудже установлены угленосные аналоги формации Карапелит со вскрытой мощностью более 600 м. Возраст их датируется посттурнейским.

По данным А.Е. Шлезингера [1968], доюрские отложения Преддобруджского прогиба распространены вдоль его северного борта. К югу от линии Комрат — Тарутино типично платформенные отложения силура и девона находятся в сложных

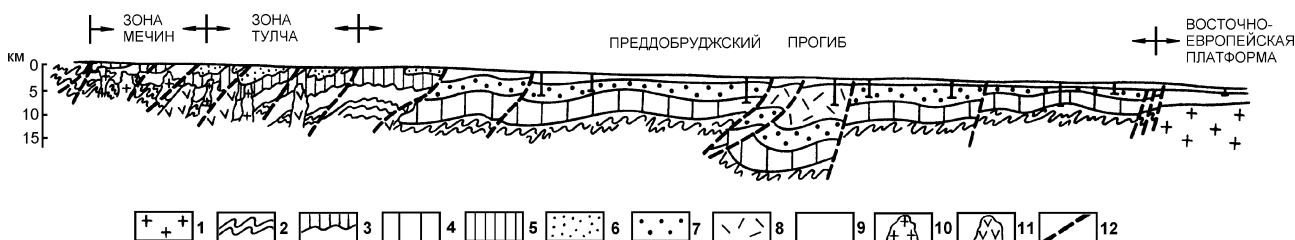


Рис. 2. Геологический разрез через Северную Добруджу и Преддобруджский прогиб. По С.С. Круглову, А.К. Цыпко [1988]

1 — комплекс основания Восточно-Европейской платформы; 2 — байкальский комплекс Добруджи; 3 — палеозойский комплекс Северной Добруджи; 4 — палеозойский комплекс Преддобруджского прогиба; 5 — палеозойский комплекс центрального сегмента Скифской плиты; 6 — мезозойский комплекс Северной Добруджи; 7 — пермско-нижнетриасовый комплекс Скифской плиты; 8 — средне-верхнетриасовый комплекс Скифской плиты; 9 — чехол; 10 — интрузии кислого и среднего состава; 11 — интрузивные комплексы основных магматических пород; 12 — основные разломы

тектонических отношениях. Мощность отложений, содержащих брахиоподы нижнего девона, составляет около 920 м. Выше располагаются ангидриты со слоями доломитизированных известняков и аргиллитов. Они перекрыты известняками темной окраски. Мощность отложений среднего девона 820 м. Верхняя часть девона представлена зеленовато-серыми аргиллитами, кверху сменяющимися известняками от светло-серого до черного цвета. В верхней части разреза появляются зеленоватые, кремновые и бурые известняки с фораминиферами франского яруса. Мощность отложений верхнего девона 200 м. Отложения карбона на преддюрскую поверхность выходят непосредственно к югу от полосы девонских образований вдоль линии Арцис—Чадыр—Лунга—Баймаклия. Нижняя их часть представлена детритусовыми известняками, а в верхней части присутствуют доломиты. В них обнаружены фораминиферы, характерные для турнейского, а в самых верхах — для визейского ярусов. Мощность отложений нижнего карбона 130 м. Пермские отложения, возраст которых датирован по данным споро-пыльцевого анализа, располагаются под отложениями средней юры, либо под красноцветными образованиями пермо-триаса. Они представлены сероцветными карбонатными аргиллитами и алевролитами, пелитоморфными известняками, бескарбонатными аргиллитами, ангидритами и краснобурными песчаниками и алевролитами. Южнее полосы пермских отложений наблюдается обширное поле красноцветных образований. На красноцветные образования верхней перми — нижнего триаса резко несогласно, с базальным конгломератом в основании, ложатся отложения средней юры. Верхняя толща красноцветных аргиллитов и алевролитов, почти лишенная грубозернистых примесей, доходит до Нижнепрутского выступа, где по разлому граничит со складчатыми породами палеозоя и триаса. Приведенные материалы показывают, что формации доюрских образований Преддобруджского прогиба вполне сопоставимы с формационными комплексами краевых прогибов, в том числе Предуральского.

Факты, указывающие на широкое развитие в домеловых отложениях Преддобруджья структур тектонического сжатия (надвигов, сдвигов и осложняющих их складок), приводятся в работах С.С. Круглова, А.К. Цыпко [1988], Б.С. Слюсаря [1984], Б.С. Слюсаря, В.С. Макареску [1965] и др. По тектонической зоне смятия сланцы Центральной Добруджи надвинуты на палеозойские отложения и верхнеюрские известняки покрова Мэчин, а также на триасовые образования зоны Тулча. В Северном и Центральном регионах обнажаются породы докембрия. Метаморфизм их соответствует

амфиболитовой фации. Породы сложены амфиболовыми и двуслюдяными сланцами, сланцеватыми кварцитами и амфиболитами мощностью не менее 500 м. На территории Северной Добруджи их считают клиппами или отторженцами тектонического покрова. Они известны на отдельных выступах и вершинах покрова Мэчин. На поверхности широко развит комплекс зеленых сланцев, представленный менее метаморфизованными породами терригенного состава флишевого типа. Мощность зеленосланцевого комплекса не менее 5000 м. Зона развития зеленых сланцев охватывает значительную территорию. Породы здесь развальцованы, милонитизированы, брекчированы. Развиты зеркала скольжения, вероятно, за счет бокового давления. Общее простирание структур северо-западное. В зоне надвига Печеняга-Камена интенсивность дислокаций резко возрастает [Ступка, 1986]. В публикации Б.С. Слюсаря [1984] имеются конкретные примеры, где скважинами вскрыт сдвоенный разрез разновозрастных толщ, либо фиксируются широтно ориентированные зоны тектонических нарушений надвигового типа с северным падением сместителя. Описаны примеры дисгармоничного характера складчатости палеозойских отложений Преддобруджского прогиба, сочетающейся с широким развитием пологопадающих разрывных дислокаций. Вот как названный автор описывает результаты бурения скважины 2 Плавни: «...висячем крыле базальный горизонт средней юры лежит на доломитах среднего триаса, а в подвернутом крыле — под известняками нижнего триаса. Складка осложнена серией пологопадающих нарушений, четко фиксируемых многочисленными зонами развальцевания и милонитизации пород, глиной трения, кливажом, горизонтами тектонокластитов, местами микроскладчатостью, резкими перепадами углов и (или) уменьшением наклона слоев по мере удаления от сместителей. Таких зон, маркирующих плоскости дифференциального скольжения, в разрезе этой скважины много и на первый взгляд трудно определить, какие из них первостепенные. Со всей очевидностью устанавливается разрыв на глубине 1153–1182 м, где породы почти сплошь превращены в тектонокластиты и зафиксировано резкое изменение углов падения (от 25° до 80°). Аналогичная картина наблюдается и в основании известняковой толщи (интервал 1360–1391 м), а также на многих уровнях в аргиллитовой толще (интервалы 1453–1480 м; 1520–1540 м; 1570–1585 м; 1650–1670 м и др.). Несомненно, что на этих глубинах подсечены разрывные нарушения, разделяющие «блоки» или чешуи с различными условиями залегания слоев, следовательно, резкие перепады углов падения указывают на то, что вдоль разрывов

происходили дифференцированные подвижки, видимо, довольно большой амплитуды». Минимальная амплитуда перемещений 8–12 км. И далее: «Таким образом, материалы скв. 2 Плавни свидетельствуют о том, что сочленение Нижнепрутской зоны с Молдавской впадиной имеет чешуйчато-надвиговый характер» (стр. 103). Аналогичная ситуация излагается и по скважинам Измайлвская и Лиманское и другим (рис. 3).

Краткое изложение материалов по строению Преддобруджского прогиба свидетельствует о его

чешуйчато-надвиговом строении, аналогично тому, как это показано Ю.В. Казанцевым [1988] по Предуральскому и другим прогибам мира. Это подтверждается и другими материалами. В частности, по данным Б.А. Соколова, А.Ан. Трофимука [1991], Нижнепрутский выступ представляет собой аллохтонный блок, надвинутый на Преддобруджский прогиб, в пределах которого толща отложений палеозоя, триаса и юры достигает 8 км и где известны нефтяные скопления в девоне и карбоне (Восточно-Саратское месторождение и др.) (рис. 4). Ранее об

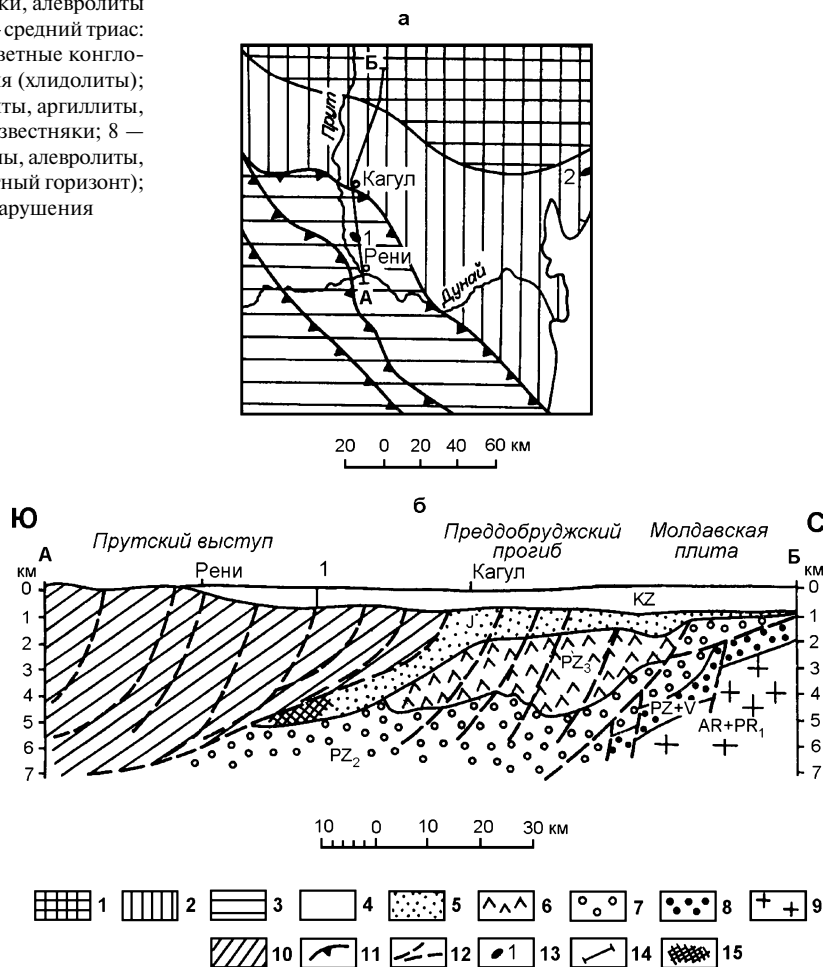


Рис. 3. Геологический разрез через Нижнепрутскую зону и прилегающие участки Молдавской юрской впадины. По Б.С. Слюсарю [1984]

Условные обозначения: 1 — средний — верхний девон: кварц-хлорит-серицитовые, кремнистые сланцы, кварцевые алевролиты, песчаники, известняки с конодонтами; 2 — средний девон, живет: органогенные известняки; 3 — верхний девон: черные доломиты; 4 — нижняя пермь: конгломерато-брекчии, песчаники, алевролиты преимущественно красноцветные; 5 — нижний — средний триас: известняки, доломиты; 6 — средняя юра: сероцветные конгломераты, углистые песчано-глинистые отложения (хлидолиты); 7 — верхняя юра, келловей: песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, песчано-глинистые и органогенные известняки; 8 — верхняя юра — нижний мел, кимеридж — мел: глины, алевролиты, песчаники, хлидолиты (терригенный пестроцветный горизонт); 9 — геологические границы; 10 — разрывные нарушения

Рис. 4. Структурная схема Северной Добруджи и Преддобруджского прогиба (а) и схематический профильный разрез зоны сочленения Прутского выступа Северной Добруджи с Молдавской плитой (б). По Б.А. Соколову, А.Ан. Трофимуку [1991], с использованием материалов А.А. Белова, Б.С. Слюсаря и Е.П. Ларченкова [1987 г.]

Условные обозначения: 1 — Молдавская плита; 2 — Преддобруджский прогиб; 3 — Добруджа; 4–8 — отложения: 4 — кайнозойские, 5 — юрские, 6 — верхнепалеозойские, 7 — среднепалеозойские, 8 — нижнепалеозойские и вендские; 9 — архейско-нижнепротерозойский фундамент; 10 — палеозойско-триасовый аллохтон; 11 — крупные надвижки; 12 — крупные разрывы и надвижки; 13 — месторождения нефти: 1 — Валенское, 2 — Восточно-Саратское; 14 — линия профильного разреза; 15 — предполагаемая залежь «подфундаментной» нефти



этом писали Ю.В. Казанцев, Д.А. Нугуманов [1978], Ю.В. Казанцев [1982, 1988], Б.С. Слюсарь [1984]. Если это положение соответствует действительности, то аналогия сочленения Предуралья со складчатым Уралом, а Преддобруджского прогиба с Добруджей очевидна.

Для определения структурного положения Добруджи, мы привлекли материалы по строению и составу Лежайско-Добруджской дислокационной зоны. Эта зона представляет собой структурный линеament, который рассматривается как валообразное поднятие, либо особая гряда, приуроченная к краевой части Восточно-Европейской платформы. Она простирается с северо-запада на юго-восток почти на 900 км в виде узкой полосы, начинающейся в Предкарпатье на севере и заканчивающейся Добруджей на юге. Ширина ее от 40 до 50 км (рис. 5).

В формационном отношении Лежайско-Добруджская дислокационная зона сложена верхнепротерозойскими породами комплекса зеленых сланцев. Породы ее интенсивно дислоцированы.

Они раздроблены, разбиты трещинами и кливажом, значительно милонитизированы. Углы падения слоев достигают 90°. По данным геофизики, рассматриваемая зона хорошо гравиметрически выражена в виде относительного максимума. На сейсмических профилях под ней установлено утолщение земной коры до 65 км в Предкарпатье и до 46 км в Добрудже. Мощность гранитного слоя утолщается вдвое и характеризуется наличием обратных соотношений поверхности гранитного слоя, с одной стороны, и поверхности раздела Мохоровичича — с другой. Здесь отмечается сложный переход от коры к мантии. Как считает О.С. Ступка [1986]: «Структура такой зоны с «корово-мантийными» значениями скоростей распространения сейсмических волн лучше всего объясняется формированием не в результате процессов преобразования вещества на контакте коры и мантии, а в условиях сильнейшего горизонтального сжатия», и вся «структура обязана своим происхождением односторонне направленному тангенциальному сжатию, которое было обусловлено надвиганием палеоокеанического сектора на южную окраину Восточно-Европейского континента в результате сближения его с Африкано-Аравийским». Анализ материалов названного исследователя и их интерпретация позволяют поддержать точку зрения перечисленных в начале статьи авторов об аллохтонном залегании Добруджи, являющейся составной частью Лежайско-Добруджинской дислокационной зоны.

Изложенное выше, в совокупности с анализом строения карпатских утесовых зон [Круглов, Цыпко, 1988], позволяет усматривать аналогию и в структурном положении Добруджи, которая, по нашему мнению, является крупным тектоническим телом в составе Лежайско-Добруджинской дислокационной зоны, подобно серии покровов в составе Мармарошского пояса.

Изложенное выше, в совокупности с анализом строения карпатских утесовых зон [Круглов, Цыпко, 1988], позволяет усматривать аналогию и в структурном положении Добруджи, которая, по нашему мнению, является крупным тектоническим телом в составе Лежайско-Добруджинской дислокационной зоны, подобно серии покровов в составе Мармарошского пояса.

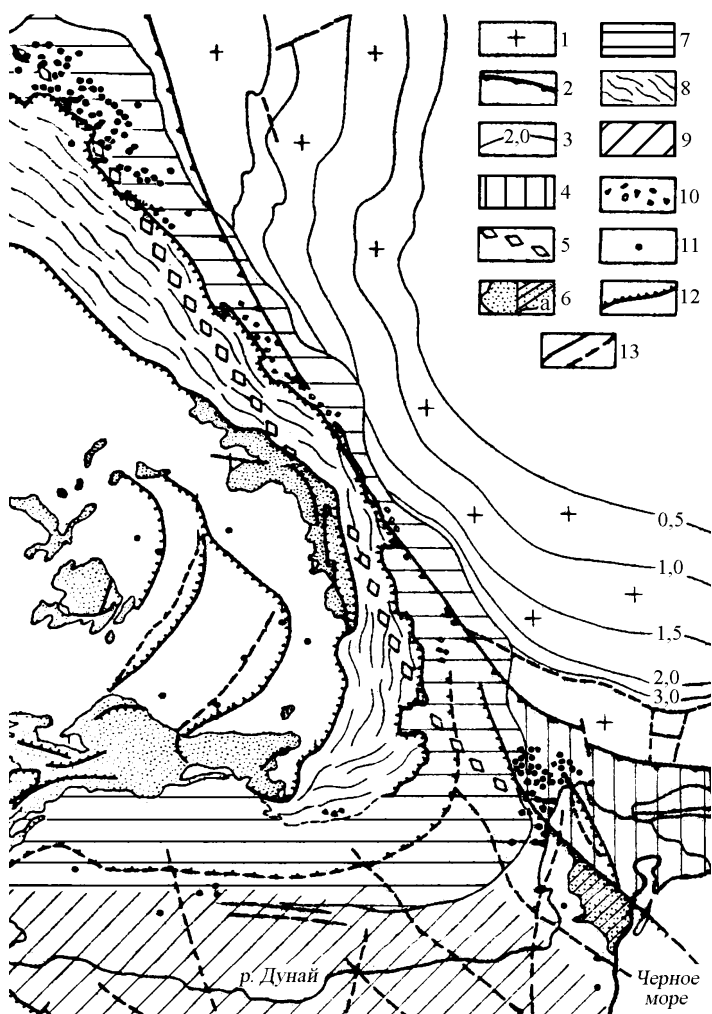


Рис. 5. Тектоническая схема района сочленения Восточно-Европейской платформы с Карпатами и Мизийской плитой. Используются материалы О.С. Ступки [1986]

Условные обозначения: 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — южная граница Восточно-Европейской платформы, 3 — изогипсы поверхности дорифейского фундамента, 4 — Килийско-Симферопольско-Березанское валообразное поднятие, 5 — осевая часть Лежайско-Добруджской гряды, 6 — обнажения пород позднепротерозойского складчатого пояса (а — Добруджа), 7 — Предкарпатский прогиб, 8 — внешняя зона Альпийского пояса, 9 — Мизийская плита, 10 — экзотические конгломераты, 11 — скважины, вскрывшие зеленосланцевый комплекс, 12 — надвиги, 13 — разрывные нарушения

Литература:

Высоцкий И.В. Схема структуры Добруджской складчатой области // Сов. геология 1965. № 9. С. 132–135.

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Недра, 1982. 112 с.

Казанцев Ю.В. Краевые прогибы. Структура, тектонические формы и районирование // Тектоника и нефтегазоносность. Уфа: БФАН СССР, 1988. С. 4–7.

Казанцев Ю.В., Нугманов Д.А. К геологии Крыма // Тектоника и нефтегазоносность Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1978. С. 68–73.

Круглов С.С., Цыпко А.К. Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 254 с.

Романов Л.Ф., Славин В.И. Тектоническое положение и происхождение юрского Преддобрджинского прогиба // Вестник МГУ. 1970. № 5. С. 77–87.

Слюсарь Б.С. Структуры горизонтального сжатия в северном Преддобрджье // Геотектоника. 1984. № 4. С. 90–105.

Слюсарь Б.С., Макареску В.С. Основные черты строения Молдавской юрской впадины // Геотектоника. 1965. № 2. С. 119–123.

Соколов Б.А., Трофимук А.Ан. Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, СО РАН. 1991. 240 с.

Ступка О.С. Геодинамическая эволюция и структура земной коры юга европейской части Советского Союза в докембрии. Киев: Наукова думка, 1986. 224 с.

Шлезингер А.Е. Структура Добруджи и Придобрджского прогиба // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1968. Т. 43. Вып. 2. С. 36–52.