

ТЕКТОНІКА І СТРУКТУРНИЙ ПЛАН ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО ПРОГИНУ

За аналогією з тектонофізичними моделями здвигових зон визначено основні структуроутворюючі напрямки регіональних розломів-здвигів території; другорядні розломні і складчасті структури розглядаються як вторинні. Структурний план Переддобрудзького прогину інтерпретується за діаграмами розломів прогину, а також за діаграмою вісей складчастих структур Білоліського блоку як частини Переддобрудзького прогину.

Вступ. Переддобрудзький прогин (ПП) міститься між південно-західним кутом Східно-Європейської платформи (СЄП) та складчастою гірською спорудою Добруджі і продовжується на північно-західному шельфі Чорного моря у вигляді Криловського прогину. Попри певну вивченість геологічної будови ПП недослідженими залишаються парагенетичні закономірності латеральної диспозиції розломів і складок різного масштабу. Метою дослідження є вивчення цих закономірностей розміщення структур території в плані. Об'єкт дослідження – тектонічні структури території ПП (розривні та складчасті) за сучасними картографічними матеріалами. Предмет дослідження – особливості і закономірності простягань сукупностей розломів щодо регіональних розломних зон, а також зв'язок з ними складчастих структур.

Геологічна будова. По відношенню до СЄП ПП є крайовим платформним прогином, а стосовно орогену Добруджі – пригеосинклінальним (міогеосинклінальним). Прогин є похованою складною грабен-синкліналлю, орієнтованою в північно-західному напрямку. Територія ПП розвивалася разом з Добруджею; починаючи з венду зазнавала прогинання як південний сектор Балтійсько-Дністровської зони крайових прогинів [15].

В структурному плані ПП виділяються такі значні тектонічні елементи (рис. 1): Алуатська депресія (Алуатський грабен); Орхівсько-Суворівське підняття (Орхівський горст); Тузлівська депресія (Тузлівський грабен), яка включає в себе Білоліський блок (ББ) і Татарбунарський грабен; Криловський прогин як акваторіальне продовження ПП в Чорному морі на схід від ББ [10].

З позиції ВВ-носності ряд дослідників [4, 9, 10] розглядає ПП як юрський (рис. 2). Північною межею прогину є Чадирлунзький розлом, за цією лінією фундамент СЄП різко занурюється в південному напрямку на глибину 5–6 км і більше. Південно-західною межею служить зона Георгіївського розлому, а східна частина ПП (Криловський прогин) обмежується зоною Одеського розлому під водами Чорного моря [2, 4, 9].

В будові прогину є виступи кристалічного фундаменту, які утворюють поперечну перемичку в центральній частині і є бар'єром, що поділяє

Умовні позначення:
 1 – Алуатська депресія, 2 – Оріхівсько-Суворівське підняття, 3 – Тузлівська депресія: ББ – Білоліський блок, ТГ – Татарбунарський грабен, 4 – Криловський прогин, Пв Д – Північна Добруджа. Штрихові лінії – регіональні розломи, гребінчасті лінії – межі Переддобрудзького прогину

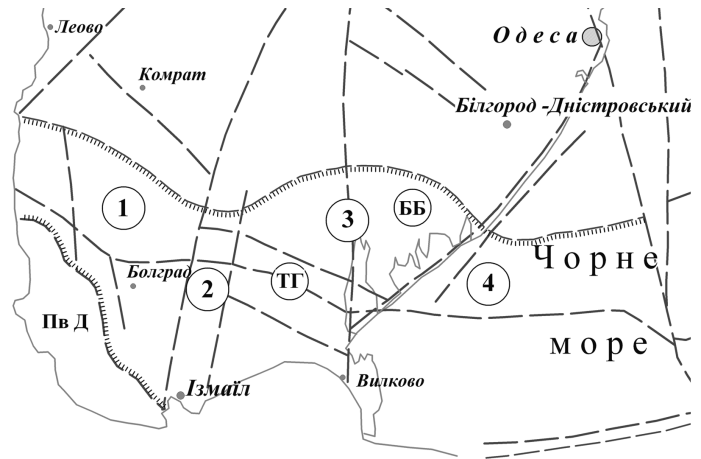


Рис. 1. Тектонічна карта-схема Переддобрудзького прогину, за даними «Карты гипсометрии подошвы плитных комплексов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки М-б 1:1 000 000, редактор Н.А.Крылов)»

прогин на частини: західну – Алуатський грабен і східну – Тузлівський грабен. Чадирлунзький регіональний розлом, який обмежує прогин на півночі, і різке збільшення глибин залягання фундаменту південно-західного схилу ССП підкреслюють грабеноподібну будову прогину.

Крім основних крайових порушень, які є зонами східчастого занурення фундаменту, є поперечні порушення, що виникли пізніше. Ці розриви розмежовують південно-західну, більш інтенсивно складчасту і підняту частину прогину, від східної і північно-східної, де занурення продовжувалося в кінці юри і ранній крейді з поділом прогину на блоки.

В період з раннього- середнього палеозою (починаючи з венду до візе) ПП існував як перикратонний прогин з карбонатно-теригенним сингеосинклінальним комплексом з евапоритами в середньому девоні-візе. В ранньому карбоні (серпухів) – ранньому тріасі ПП був передовим прогином з нижньою вугленосною моласою (серпухів) і верхньою вулканогенно-теригенною моласою (перм-нижній тріас). В середньому тріасі-ранній юрі ПП розвивався як перикратон з нагромадженням сингеосинклінального карбонатно-теригенного комплексу. В середній- пізній юрі прогин вже сформувався як типовий крайовий комплекс з рифами і евапоритами. Післяюрський етап розвитку характеризується нагромадженням аргілітів, доломітів, вапняків, глин, пісковиків, мергелів.

Фундамент ПП утворений рифейським структурно-формаційним комплексом. Потужності рифейського розрізу в депресіях сягають 7–9 км, а поза ними – 2,8–4 км. Породи фундаменту представлені мігматитами, що утворені пошаровими ін'єкціями гранітної магми в уламкові породи, гранітами та плагіогранітами розгнейсованими і катаклазованими. За положенням в розрізі, речовинним складом і ступенем перетворення вік цих порід встановлюється як рифейський. В регіональному плані вони відповідають одновіковим утворенням Північної Добруджі [5]. Відклади формують плоску депресивну структуру північно-західного простягання з крутішим південним і пологим північним крилом, що відображується в розподілі по-

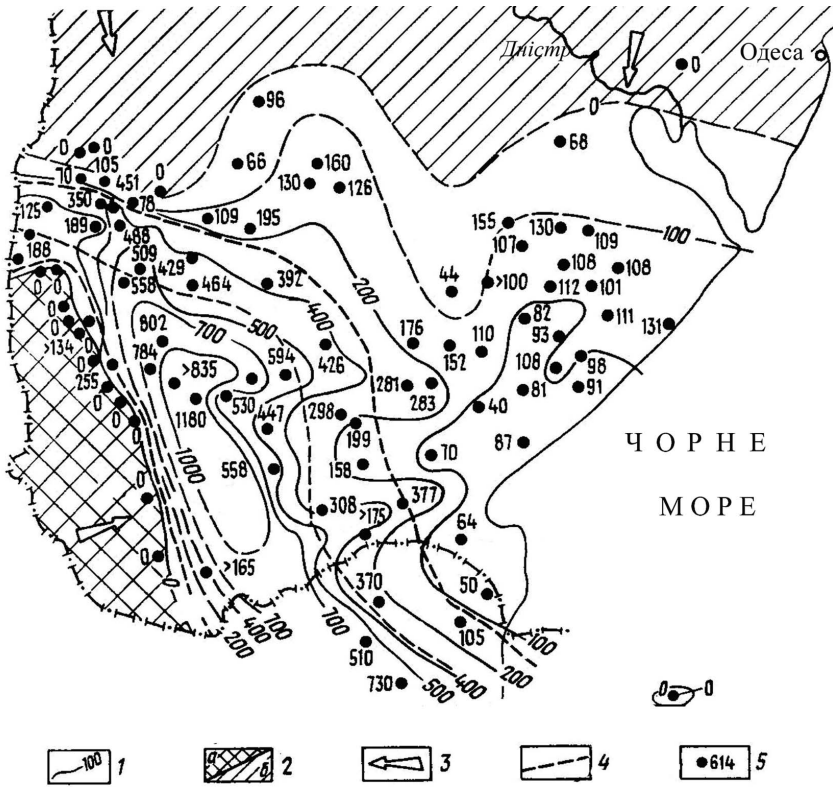


Рис. 2. Карта потужностей і літофацій келовей-оксфордських ($J_{2kl} - J_{3ox}$) відкладів Переддобрудзького прогину, за [4], зі змінами.

Умовні позначення: 1 – ізопахіти (в м); 2 – області денудації (а – гірська, б – непенєлизована); 3 – напрямки зносу уламкового матеріалу; 4 – вірогідні границі літофацій

тужностей і фаціальних типів порід. Породи інтенсивно дислоковані пізньокімерійськими рухами.

Розріз ПП, як і всіх западин передових прогинів, асиметричний. Південне крило, що прилягає до складчастої споруди орогену Північної Добруджі і залягає на його фундаменті, внаслідок значних вертикальних амплітуд поздовжніх розривів, круте і підняте. Тут відслонені породи нижньої і середньої юри. Північне крило, що залягає на древньому фундаменті СЄП, пологіє і опущене. На юрських і нижньокрейдових відкладах тут розкритий палеоген. ПП представлений як західний сегмент Скіфської плити, фундамент якої захоронений під кайнозойськими відкладами [9], а також як крайовий трог Північної Добруджі [13].

В області південного крила і суміжних ділянок прогину осадочна товща більш дислокована, ніж на північному крилі. Крила прогину ускладнені тектонічними розривами різного віку і амплітуди. Основні переміщення відбувалися по головних крайових порушеннях, але за міграції вісі прогину до платформи і втягнення її в опускання виникають молодші розриви як у зовнішній, так і у внутрішній частині прогину. З такими порушеннями в зоні зчленування прогину з платформою пов'язані магматичні прояви, а також відклади тріасового віку [5].

Майже для всіх складчастих локальних структур прогину властива асиметрія крил. Однак кути падіння, як правило, невеликі (5° – 8° для північно-східних крил, 12° – 14° для південно-західних). Формування локальних структур пов'язується з пізньоюрським етапом розвитку прогину, коли стало суттєвим піднімання зануреного схилу Добруджі і суміжних ділянок прогину. Висхідні рухи центральної частини ПП відбувалися протягом пізньої крейди і продовжувалися в кайнозої [2].

Історія розвитку прогину в юрі, формаційний склад цих відкладів, тектонічне положення перед масивом Добруджі і характер деформацій дозволяють розглядати ПП як крайовий. Тому південно-західну межу ПП визначають крайові розломи Добруджі. Щодо північно-східної межі, то нею є вицезгаданий Чадирлунзький розлом. При цьому, положення зовнішньої межі СЕП лишається дискусійним; за різними даними її положення дещо різне і показане на схемі (рис. 3).

Границя І.Д.Гофштейна відбиває середню глибину залягання кристалічного фундаменту. Уявлення І.Д.Гофштейна, А.Я.Едельштейна, А.В.Друмя, Б.Л.Гуревича, В.Б.Сологуба та І.В.Висоцького дещо відрізняються. Це можна пояснити різними підходами до проведення межі та різними вихідними даними. Межа А.Я.Едельштейна за змістом і положенням повністю повторює контур лінії І.Д.Гофштейна і також не приурочена до зон регіо-

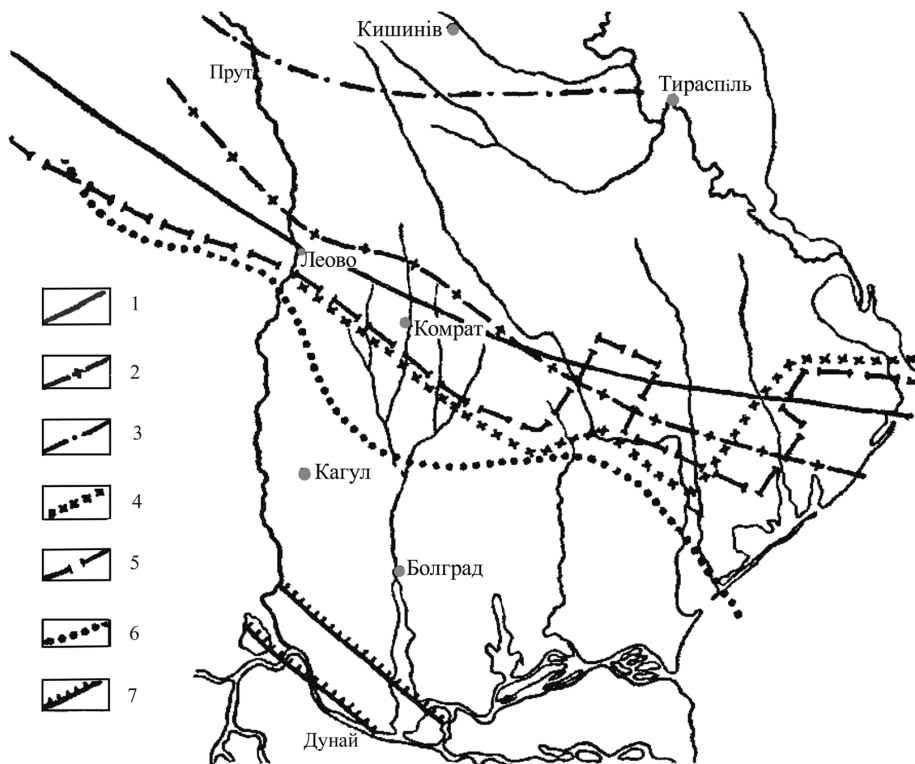


Рис. 3. Зведена схема положення границі зовнішнього краю Руської платформи в районі Переддобрудзького прогину, за [14].

Умовні позначення: Межі ПП за уявленнями: 1 – І.Д. Гофштейна (1952), 2 – А.Я. Едельштейна (1958), 3 – А.В. Друмя (1958; 1959), 4 – Б.Л. Гуревича (1958), 5 – В.Б. Сологуба (1958, 1960), 6 – І.В. Висоцького (1959), 7 – крайові розломи Добруджі

нальних розломів. Межа, яка проведена А.В.Друм'я, за своїм положенням не збігається з лініями інших авторів, і, скоріше за все, є лінією одного з проміжних уступів на схилі платформи [14]. Б.Л.Гуревич провів межу на основі геофізичних даних. Межу В.Б.Сологуба намічено також за геофізичними даними, і вона майже повторює лінію Б.Л.Гуревича. За І.В.Висоцьким, межа докембрійської платформи – значно південніше. Можливо вона визначає умовну зону переходу структур північного моноклінального схилу ПП до більш зануреної приосьової частини [14].

Методика та результати досліджень. В основу нашого дослідження покладено принципи структурно-парагенетичного аналізу за Л.М. Расцветаєвим [11], але вивчення латеральних співвідношень структур та типу деформації району виконується не за об'ємом, а в горизонтальному перерізі (в площині карт). Аналіз картографічних даних обумовлений закритістю території та недостатньою безпосередньою вивченістю розломів (суттєво геофізичними методами). Як еталон обрано пласку двошарову тектонофізичну модель здвигу і кругову, а не стереографічну, діаграму вторинних структур (рис. 4) [12]:

На першому етапі побудовані діаграми простягання розривних порушень фундаменту ПП за даними трьох різних карт (рис. 5):

В процесі інтерпретації діаграм, за аналогією із тектонофізичними моделями розломних зон здвигу С. Стоянова [12] встановлено азимуту простягання ймовірних структуроутворюючих напрямків здвигу ПП. Це виконувалося шляхом порівняння емпіричних діаграм простягання розломів фундаменту (див. рис. 5) з діаграмами вторинних структур моделей здвигових зон (див. рис. 4).

В попередніх дослідженнях Причорномор'я [7, 8] та північно-західного шельфу Чорного моря [3] нами було виявлено та обґрунтовано два структуроутворюючі напрямки: лінія Тейссера–Торнквіста (Т–Т) та південний край СЄП. Напрямок Т–Т представлений в регіоні зоною динамічного впливу Одеського глибинного розлому. Така інтерпретація стосується не лише лінії Т–Т, а і всієї перехідної зони стоншення гранітного шару СЄП, зокрема і зон субширотних розломів її південного краю. На діаграмах розломів ПП, окрім згаданих напрямків, інтерпретується ще один структуроутворюючий напрямок, притаманний даній території – вісь прогину

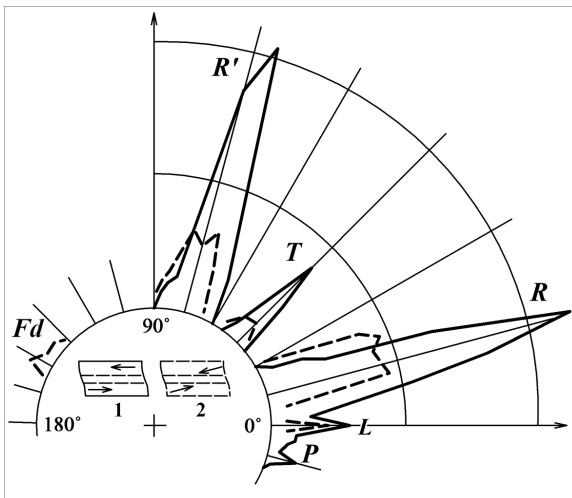


Рис. 4. Діаграма вторинних структур в тектонофізичних моделях здвигових зон, за [12].

Умовні позначення: 1 – у випадку простого здвигу; 2 – у випадку складного здвигу з накладеним поперечним стисканням; R', T, R, L, P – парагенетичні групи вторинних розривів; Fd – вісі складок; R' та R – сполучені тріщини сколу Ріделя, T – тріщини розтягнення, L – повздовжні сколи, P – зворотні косі сколи

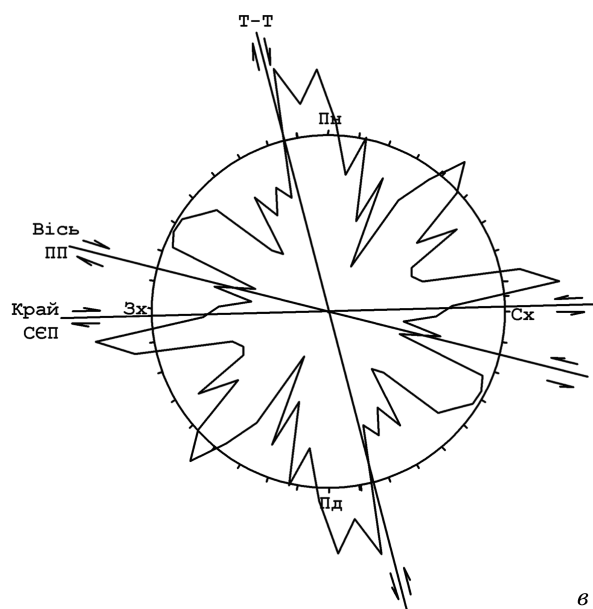
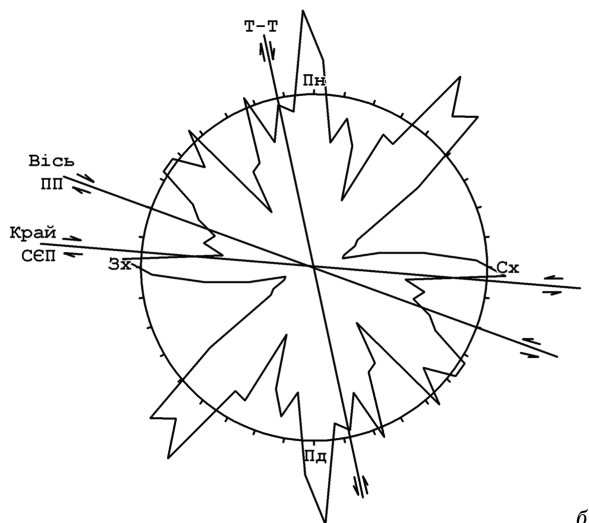
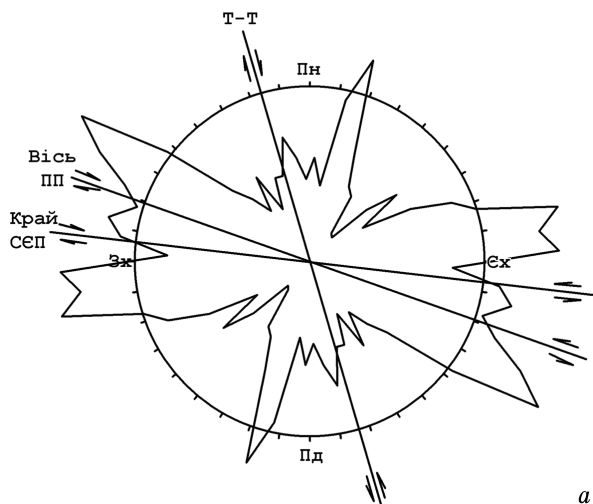
Рис. 5. Діаграми простягання розломів фундаменту (AR-PR) (шкала – корінь квадратний, інтервал об'єднання даних – 5°), побудовані за даними: а – «Тектонической карты Украинской ССР и Молдавской ССР», масштаб 1:500 000, глав. ред. В.В. Глушко, 1988 г., листы 10, 14; б – «Карты гипсометрии подошвы плитных комплексов юго-запада СССР», масштаб 1:1 000 000, ред. Крылов Н.А., 1988 г.; в – двох карт: «Карты гипсометрии подошвы плитных комплексов юго-запада СССР», масштаб 1:1 000 000, ред. Крылов Н.А., 1988 г.; «Карты разрывных нарушений и основных зон линиamentos юго-запада СССР», масштаб 1:1 000 000, ред. Крылов Н.А., 1988 г.

Умовні позначення: Т-Т – лінія Тейссера-Торнквіста (Одеський розлом), вісь ПП – вісь Переддобрудзького прогину, край СЕП – південний край Східно-Європейської платформи

північно-західного простягання, що співпадає з віссю кімерійської складчастої структури Добруджі.

Спільні для північно-західного шельфу Чорного моря та ПП структуроутворюючі напрямки можуть пояснюватись тим, що до певного періоду регіон мав спільну історію тектонічного розвитку фундаменту. В юрському періоді ПП активно занурюється, з швидким нагромадженням осадків (в середній юрі – до 1600 м, кімеридж-нижня крейда від 250 до 1500 м); цим окремим розвитком ПП [2, 9, 10] пояснюється поява на діаграмах (рис. 5, а, б, в) ще одного головного напрямку – вісі ПП.

Азимути простягання структуроутворюючих напрямків, визначених на основі аналізу різних карт, несуттєво відрізняються. Однією з при-



Азимути простягання	Лінія Т–Т (Одеський розлом)	Вісь ПП	Край СЄП
Діаграма (рис. 5, а)	344°	290°	276°
Діаграма (рис. 5, б)	348°	290°	276°
Діаграма (рис. 5, в)	346°	284°	268°
<i>Середні значення</i>	<i>346°</i>	<i>288°</i>	<i>273°</i>

чин цього може бути те, що вихідні картографічні матеріали готувалися на підставі різних матеріалів: космічної зйомки, різних геофізичних методів – МЗГТ (метод загальної глибинної точки), МВХ (метод відбиття хвиль), МЗХ (методом заломлених хвиль). Причиною різниці азимутів структуроутворюючих напрямків можуть бути також відмінності інтерпретації фактичних матеріалів авторами карт. Зважаючи на регіональну складність досліджуваного об'єкту (простягання ПП – перші сотні кілометрів), різниця значень азимутів простягання регіональних розломних зон є незначною. Тому середні значення є достатньо зваженими.

Крім розломів ПП, аналізувалися також закономірності розташування складок; було побудовано діаграму простягання вісей складок Білоліського блоку (ББ) – частини зовнішнього крила ПП (рис. 6 – див. кольор. вставку). За діаграмою проводилась «діагностика» виділених напрямків ПП як структуроутворюючих для складчастості ББ. Орієнтація вісей складок ББ переважно північно-західного напрямку, але є й інші напрямки. Довжини складок не перевищують перших кілометрів. Складки ББ пологі, кути падіння крил у розрізі 10–15°; у плані мають лінійну, брахіформну, куполоподібну морфологію. Такі дослідження проводилися в межах Білоліського блоку як однієї з нафтогазоносних ділянок, зокрема перспективного горизонту нижнього девону [1,5].

В результаті інтерпретації всі три структуроутворюючі напрямки (край СЄП, вісь ПП і лінія Тейсера–Торнквіста) було підтверджено як складкоутворюючі і за діаграмами простягання вісей складок. Вісі складок (Fd) інтерпретуються по відношенню до Т–Т, вісі ПП, краю СЄП при лівому та правому напрямках здвигу (інверсії). В підсумку, одержані (кольорові) сектори на діаграмі відбивають азимути простягання складчастих структур, утворених від здвигової компоненти головних розломів. Крім вже виділених напрямків складок, на діаграмі присутні й інші, які попередньо не інтерпретовані (див. рис. 6), це максимуми де відсутні кольори. Вони вірогідно відповідають вісям складок, які є похідними від нормальної компоненти стискування головних розломів.

Сприятливі геологічні умови: глибокий прогин, виповнений потужною товщею осадових утворень, встановлена газонасність сарматських відкладів (при бурінні свердловин на бурі вугілля і підземні води ще в 1946 р.) та значні нафтопрояви (Східно-Саратське, Ярославське, Жовтоярське родовища) дозволяють розглядати дану територію як високоперспективну на видобуток вуглеводнів. Визначені для даної території структуроутворюючі напрямки контролюють розвиток груп вторинних структур (R', T, R, L, P), кожна з яких має свої кінематичні особливості. Найбільш сприятливими

для утворення покладів вуглеводнів є структури з компонентою розтягнення T , R (та R' за інверсії напрямку здвигу). Перспективним є спеціальний аналіз більш крупномасштабних картографічних матеріалів по окремих ділянках. Так, при аналізі латеральної диспозиції не лише розривних структур, а й складок, є можливість повнішого обґрунтування додаткових структурно-тектонічних факторів локалізації вуглеводнів.

Висновки. 1. За аналогією наших емпіричних діаграм із тектонофізичними моделями розломно-здвигових зон було встановлено азимути простягання ймовірних структуроутворюючих напрямків, що інтерпретуються як зона Тейссера-Торнквіста, південний край Східно-Європейської платформи та вісь Переддобрудзького прогину з пересічними значеннями азимутів простягання відповідно 346° , 273° та 288° .

2. Два з трьох визначених структуроутворюючих напрямків (лінія Тейссера-Торнквіста та південний край Східноєвропейської платформи) є спільними для території Північно-західного шельфу Чорного моря та Переддобрудзького прогину, що може пояснюватися спільною історією розвитку територій. Наявність на діаграмах ПП третього напрямку – вісі прогину, пояснюється відносно самостійним розвитком ПП (починаючи з юрського періоду) у порівнянні з Північно-західним шельфом Чорного моря.

3. Всі три виділені структуроутворюючі напрямки підтверджуються також інтерпретацією просторової орієнтації складок ББ (частини зовнішнього крила ПП) як похідних від латеральних компонент стискання і здвигу загальної кінематики розломних зон району. Аналіз простягання вісей складок, з урахуванням етапів структуроутворюючих рухів розломних зон, свідчать про інтерференційну природу «купольної» складчастості ББ.

4. В подальшому перспективним є спеціальний аналіз більш крупномасштабних картографічних матеріалів в межах окремих дрібних блоків. Так, при аналізі латеральної диспозиції не лише розривних структур, а й складок, можливе обґрунтування локальних структурно-тектонічних факторів утворення покладів вуглеводнів, Білоліського блоку зокрема.

1. Громин В.И., Пустильников М.Р., Рогоза О.И., Шиманський А.А. Особенности тектоники западной части Черного моря / Тектоносфера Украины. – К.: Наук. думка, 1989. – С.148–154
2. Довгаль Ю.М., Токовенко В.С. Юго-западное складчатое обрамление Восточно-Европейской платформы. Добруджа / Основные черты тектоники Украины. – К.: Наук. думка, 1978. – С. 110–115.
3. Занкевич Б.А., Мельниченко Т.А., Шафранська Н.В. Унаследование структурных планов северно-западного шельфа Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. – № 1. – С. 52-62.
4. Круглов С.С., Цыпко А.К., Арсирій Ю.А. и др. Платформенные области. Западный (Преддобруджский) сегмент / Тектоника Украины. – М., Недра, 1988. – С. 123–139.
5. Лукин А.Е., Трофименко Г.Л. О среднепалеозойском Белолесском мегаатолле в Преддобруджинском прогибе // Доклады АН Украины. – 1992. – 325. – № 5. – С. 1008–1012.
6. Ляшкевич З. М., Яцоженьський О.М. Мезозойський магматизм и геодинамика Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции // Геофизический журнал. – 2007. – 29. – № 2. –С. 109-119.

7. Мельниченко Т.А. Структурно-парагенетичний аналіз розломів Північно-Західного Причорномор'я // Географія, геоекологія, геологія: досвід наукових досліджень. Матеріали IV Міжнародної наукової конференції студентів і аспірантів. – Дніпропетровськ, 2009. – С. 118–121.
8. Мельниченко Т.А., Шафранська Н.В. Особливості розломної тектоніки Передобрудзького прогину / Тези Всеукраїнської наукової конференції молодих вчених «Сучасні проблеми геологічних наук» [Електронне видання]. – К., 2009.
9. Панченко Д.Ю. Причорноморська западина. Добруджинський передовий прогин / Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. – К.: Вид. АН УРСР, 1959. – С. 155–160.
10. Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л. Преддобруджье как УВ-носный краевой прогиб (Модель краевого прогиба и ее приложение) / Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. – К.: 2002. – С. 9–118.
11. Расцветов Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений / Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. – М.: Изд. ГИН АН СССР, 1987. – С. 173–275.
12. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. – М.: Недра, 1977. – 144 с.
13. Хрящевская О.И., Стовба С.М., Стефенсон Р.А. и др. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северно-западный шельф) и Азовского морей в мелу-неогене // Геофизический журнал. – 2007. – 29. – № 5. – С. 28–49.
14. Чебаненко І.І., Розломи Молдавської синеклізи та східної частини Добруджі / Розломна тектоніка України. – К.: Наук. думка, 1966. – С. 59–69.
15. J. Swidrowska, M. Hakenberg, B. Poluhtovic *ets.* Evolution of the Mesozoic basins on the south western edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania)// STUDIA GEOLOGICA POLONICA Vol. 130, Krakow 2008, PP. 3–130.

По аналогии с тектонофизическими моделями сдвиговых зон определены основные структурообразующие направления региональных разломов-сдвигов территории; второстепенные разломные и складчатые структуры рассматриваются в качестве вторичных. Структурный план Преддобруджского прогиба интерпретировался по диаграммам разломов прогиба, а также по диаграмме осей складчатых структур Белолесского блока, как части Преддобруджского прогиба.

General structural-forming directions of the regional wrench faults of the territory are defined by analogy with tectonophysic models of wrench zones; the minor faults and plicate structures are considered as the secondary. The structural plan of the Dobruja's foredeep was interpreted by the fault's diagrams of the foredeep, and also by the diagram of plicate structures axes of the Belolesky fault block, as part of Dobruja's foredeep.

Одержано 17.05.2010 р.