

<https://doi.org/10.15407/gpimo2023.01.017>

С.М. Стівба^{1,2}, доктор геол. наук, проф., головн. наук. співр.

e-mail: stovbas@gmail.com

ORCID 0000-0002-1708-5122

П.О. Фенота⁴, нач. від.

e-mail: ppreview6@gmail.com

ORCID 0000-0002-4008-2173

А.П. Тищенко^{3,4}, старш. наук. співроб.

e-mail: aptyshenko@gmail.com

ORCID 0000-0002-4888-9297

Д.Б. Венгрович¹, канд. фіз.-мат. наук, зав. від.

e-mail: vengrovich@gmail.com

ORCID 0000-0002-1901-5697

О.І. Хрящевська⁵, канд. геол.-мін. наук, заст. головн. геол.

e-mail: chevaska2016@gmail.com

ORCID 0000-0002-1708-5122

¹Інститут геофізики імені С.І. Субботіна НАН України

03142, Київ, проспект Академіка Палладіна, 32

²Інститут геологічних наук Польської академії наук

31-002, Польща, Краків, Сенацька, 1

³ННІ Інститут геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка

03022, м. Київ, вул. Васильківська, 90

⁴АТ «Укргазвидобування»

04053, Київ, вул. Кудрявська, 26/28

⁵ТОВ СПК-ГЕО

02121 Київ, пр. Бажана, 11, оф. 40

КРЕЙДОВИЙ РИФТОГЕНЕЗ У ГЕОЛОГІЧНІЙ ІСТОРІЇ УКРАЇНСЬКОГО СЕКТОРУ ЧОРНОГО МОРЯ

В межах українського сектору Чорного моря альб-сеноманські рифтові розломи утворили три великих за розмірами рифтових басейнів, кожний з яких складався з системи грабенів та напівграбенів. Один з субширотних рифтових басейнів займав сучасні Каркінітський прогин, Крилівсько-Зміїну зону підняття, вал Губкіна та Сулінську депресію на Одеському шельфі. Другий субширотний басейн займав сучасні підняття Тетяєва, прогин Сорокіна, підводне продовження кримських складок та, вочевидь, Кримські гори. Третій рифтовий басейн простягався з північного заходу на південний схід та охоплював Евксинський грабен, вал Андрусова, Східночорноморський басейн та вал Шатського. Найбільша глибина залягання підоси рифтового комплексу спостерігається в центральній частині

Цитування: Стівба С.М., Фенота П.О., Тищенко А.П., Венгрович Д.Б., Хрящевська О.І. Крейдовий рифтогенез у геологічній історії українського сектору Чорного моря. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2023. **19**, № 1: 17—32. <https://doi.org/10.15407/gpimo2023.01.017>

Західночорноморського басейну, де вона становить 15,5–16,5 км. У Східночорноморському басейні максимальна глибина її залягання становить 12,5–13,5 км. Найменші глибини залягання підосви рифтового комплексу характерні для Каламітського валу та підводного продовження Гірського Криму. Під час кайнозойських фаз стиснення практично всі рифтові (напів)зграби зазнали інтенсивних складчастих деформацій та вертикальних рухів від декількох сотень метрів до 4–5 км. Більшість рифтових розломів зазнали при цьому часткової або повної інверсії.

Ключові слова: Чорне море, Одеський шельф, Західночорноморський басейн, Східночорноморський басейн, вал Андрусова, рифтогенез, рифтові структури.

Вступ

Одним із ключових сегментів Паратетису є Чорне море, яке сформувалося на південній окраїні Євразії (рис. 1). Більшість сучасних геодинамічних моделей засновані на уявленні, що цей глибоководний морський басейн утворився в результаті активного рифтогенезу в задуговій тектонічній обстановці [13, 14, 18–21, 23–25, 27, 28, 31, 34–36, 43, 44]. Вважається, що основна стадія цього рифтогенезу відбулася в крейді [24, 25, 27, 37, 42], хоча в багатьох моделях обґрунтовується прояв рифтогенезу і в палеогені [19–21]. Не виключено також, що рифтові процеси проявились на місці Чорного моря в кінці палеозою та в триасі-юрі [37, 42, 44].

Задуговий рифтогенез зазвичай розглядається в якості основного етапу зародження та формування чорноморського басейну, який привів до суттєвого стоншення земної кори та супутнього опускання її поверхні перед структурними

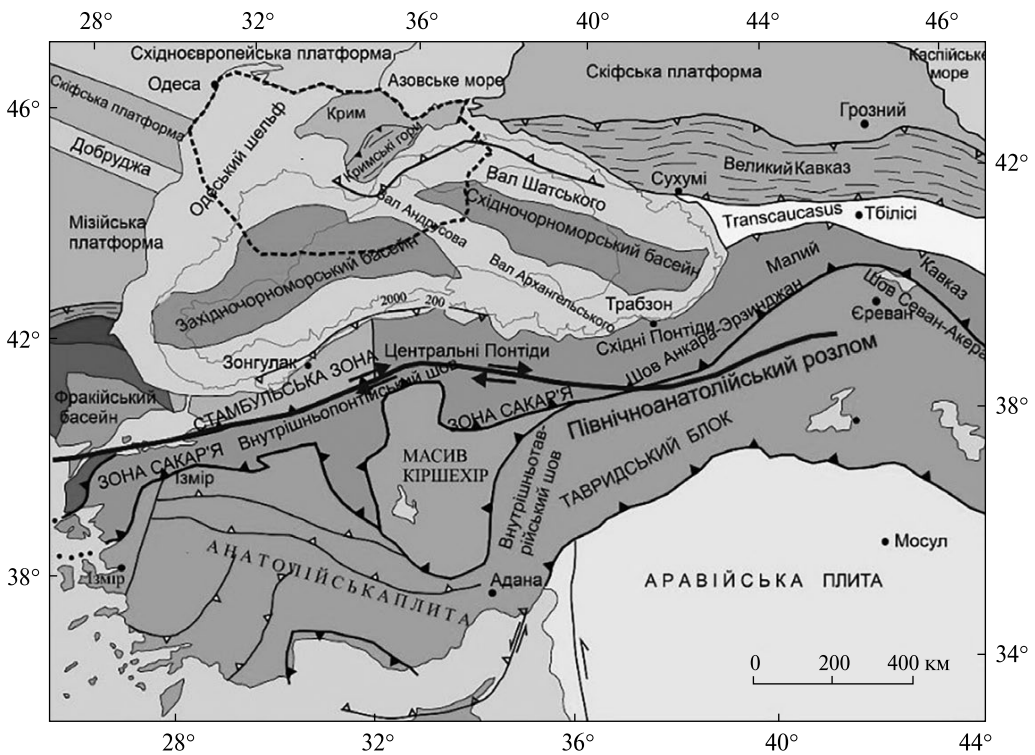


Рис. 1. Тектонічна карта Чорного моря та прилеглих регіонів [29, 36]. Чорна пунктирна лінія обмежує район досліджень

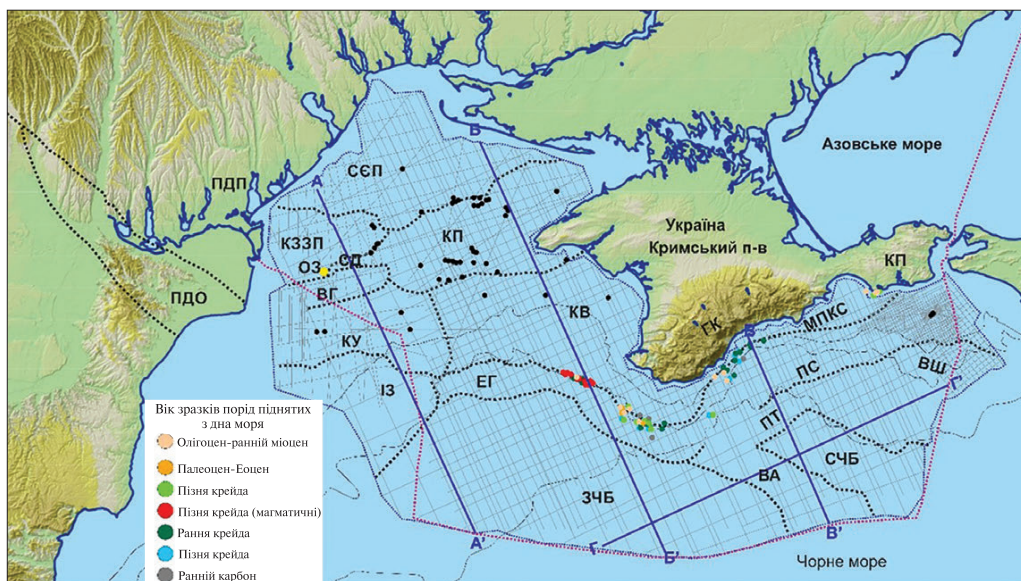


Рис. 2. Фізико-географічна карта ділянки досліджень: червона переривчаста лінія — границя українського сектору Чорного та Азовського морів; синя переривчаста лінія — границя сейсмічних досліджень; чорні переривчасті лінії — контури регіональних тектонічних елементів; сірі лінії — сейсмічні профілі Western Geophysical, НАК «Нафтогаз України», ДГП «Одеса-моргео», які були задіяні в інтерпретації; сині лінії — проінтерпретовані сейсмічні профілі (див рис. 4–7); чорні кружки — ключові морські свердловини; кольорові кружки — місця відбору та вік зразків гірських порід за [40, 42]. Тектонічні елементи: ВА — вал Андрусова; ВГ — вал Губкіна; ВШ — вал Шатського; ГК — Гірський Крим (Кримські гори); ЕГ — Евксінський грабен; ЗЧБ — Західночорноморській басейн; ІЗ — Істрийська западина; КЗЗП — Крилівсько-Зміїна зона підняттяв; КВ — Каламітський вал; КП — Каркінітський прогин; КУ — крайовий уступ; МПКС — морське продовження кримських складок; ОЗ — о. Зміїний (показаний жовтим кольором); СЄП — Східноєвропейська платформа; СП — Сулінський прогин; ПС — прогин Сорокіна; ПДП — Передобружинський прогин; ПТ — підняття Тетяєва; СЧБ — Східночорноморській басейн. Свердловина Морська-1 знаходиться на острові Зміїний

змінами в будові басейну під час кайнозойської інверсії. Опубліковані геодинамічні моделі загалом підтверджуються геофізичними дослідженнями та узгоджуються з даними стосовно геодинамічних процесів, що відбувались на південній окраїні Євразії у пізньому палеозої та мезозої. Тим не менше, у наукових колах продовжується активна дискусія щодо особливостей та часу прояву рифтових процесів у різних частинах Чорного моря.

Ця робота присвячена розгляду нових даних стосовно впливу крейдових рифтових процесів на тектонічну будову українського сектору Чорного моря, який займає приблизно четверту частину від всієї площі моря (див. рис. 1). В процесі виконання досліджень проведено сейсмостратиграфічну інтерпретацію сейсмічних профілів загальною довжиною більше 30 000 км [42] з використанням даних буріння більше 40 свердловин, пробурених в межах Одеського та Прикерченського шельфів (рис. 2), результатів вивчення зразків гірських порід, драгованих з морського дна вздовж континентального схилу (див. рис. 2) та існуючих відомостей стосовно геологічної будови Кримського півострову [1, 8–10], північно-західного (Одеського) та Прикерченського шельфів [2–5, 10, 16, 18, 38].

Загальні характеристики будови та особливостей формування альб-сеноманського рифтового комплексу

На карті ізохрон підосви альб-сеноманського рифтового комплексу (рис. 3, а) знаходять відображення всі відомі на сьогодні структурно-тектонічні елементи, які формувались починаючи з кінця ранньої крейди під впливом тектонічних процесів, обумовлених рифтогенезом, пострифтовим (термічним) зануренням та кайнозойськими фазами складчастості.

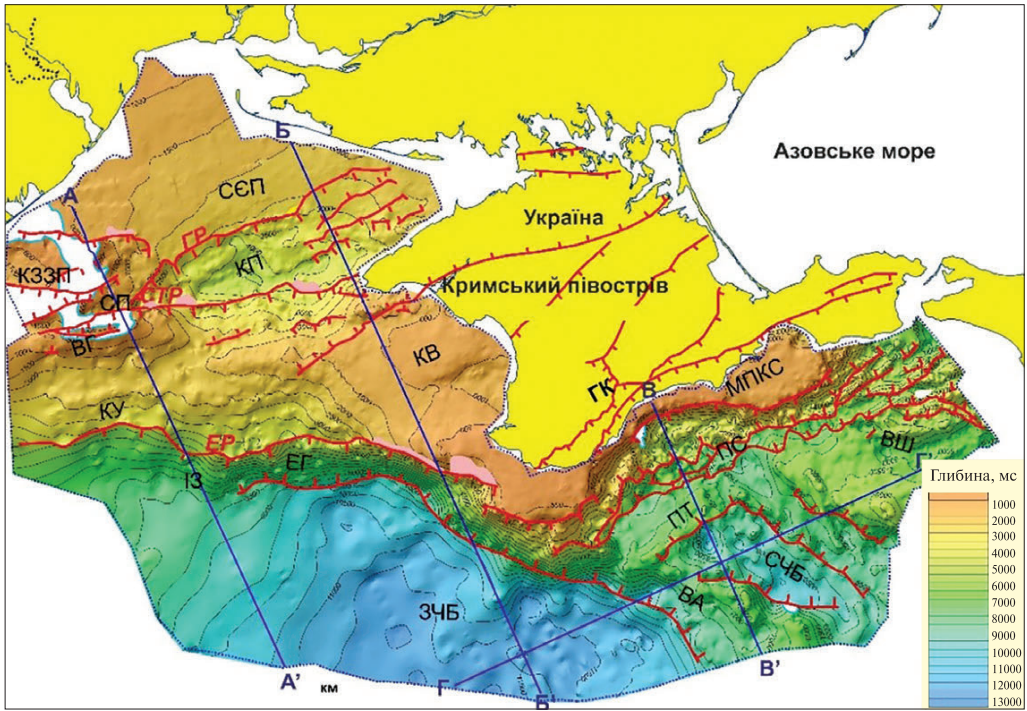
На північно-західному шельфі відбиття від підосви альб-сеноманського комплексу розпізнаються досить впевнено, за виключенням тих ділянок, де ці відклади не формувались або були розмиті під час пізніших висхідних рухів. На деяких ділянках глибоководної частини моря, особливо в Західночорноморській западині та прогині Сорокіна, кореляцію відбиттів від підосви синрифтового комплексу можна виконати лише умовно. Тому, структурні побудови хоча і добре відображають основні особливості рельєфу підосви рифтового комплексу (див. рис. 3, а), але похибки у визначенні глибини залягання цієї поверхні та товщин рифтового комплексу за відсутності достовірних швидкісних моделей середовища можуть досягати 1–1,5 км.

Найбільша глибина залягання підосви рифтового комплексу спостерігається в центральній частині Західночорноморського басейну (ЗЧБ), де вона становить 15,5–16,5 км (12,0 с). У Східночорноморському басейні (СЧБ) максимальна глибина її залягання становить 12,5–13,5 км (~10,0 с) (рис. 4). Найменші глибини залягання підосви рифтового комплексу характерні для Каламітського валу та підводного продовження Гірського Криму. На багатьох ділянках континентального схилу породи рифтового комплексу виходять на поверхню морського дна (рис. 5, 6). Окрім сейсмічних матеріалів, про це свідчать дані відбору зразків порід з дна моря (див. рис. 2).

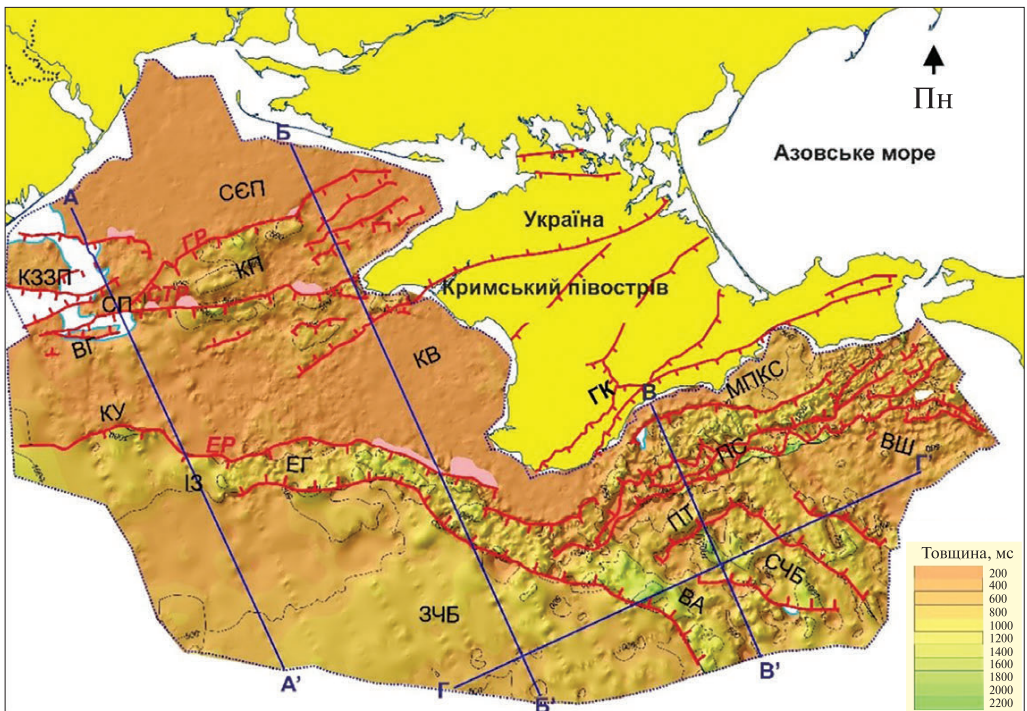
Особливості хвильового поля, яке відображає внутрішню будову рифтового комплексу, вказують на те, що цей комплекс був сформований в умовах сильно розчленованого рельєфу та постійних зміщень блоків земної кори. Альб-сеноманська товща залягає з кутовим неузгодженням на більш древніх породах та характеризується різкою зміною літофасіального складу порід, як по площі, так і з глибиною, наявністю великої кількості кутових неузгоджень між окремими стратонами рифтового комплексу, значними перепадами потужності поблизу рифтових скидів, які формувались одночасно з осадконакопиченням (рис. 4–7).

Таким чином, з інтерпретації сейсмічних даних та схематичних палеорекоконструкцій випливає, що в альб-сеноманський час на всій території досліджень формувались протяжні системи грабенів та напівграбенів (односторонніх грабенів; див. рис. 3), відокремлених один від одного скидами з амплітудою від декількох десятків метрів до 1–2 км та більше (див. рис. 4–7). Формування таких (напів)грабенів є типовим для рифтового етапу формування осадових басейнів, коли інтенсивний розтяг земної кори призводить до крихких деформацій верхньої частини земної кори.

Про те, що розтяг земної кори відбувався в альбський час ранньої крейди та продовжувався в сеноманський час пізньої крейди, свідчать не тільки сейсмічні матеріали, але й численні дані синрифтового магматизму на північно-західному шельфі, континентальному схилі (див. рис. 2), Кримському півострові [5, 10, 23,



а



б

Рис. 3. Карта ізохрон (ліній рівних значень подвійного часу пробігу сейсмічних хвиль до цільової поверхні) підосви синрифтових відкладів крейди (а) та карта ізохор (товщин у часовому вимірі) синрифтових відкладів крейди (б) на території досліджень: сині лінії — сейсмічні профілі, що демонструються на рис. 4—7; червоні лінії — крейдові розломи, що сформували систему рифтових грабенів та напівграбенів (розташування рифтових розломів в межах Кримського півострову за [40, 41]); рожеві ділянки — місця, де осадконапичення рифтових відкладів не відбувалось. На деяких ділянках рифтові відклади формувались, але були розмиті під час кайнозойських фаз стиснення. Розломи: ГР — Голіцинський, СТР — Сулінсько-Тарханкутський, ЕР — Евксинський. Інші пояснення див. рис. 2

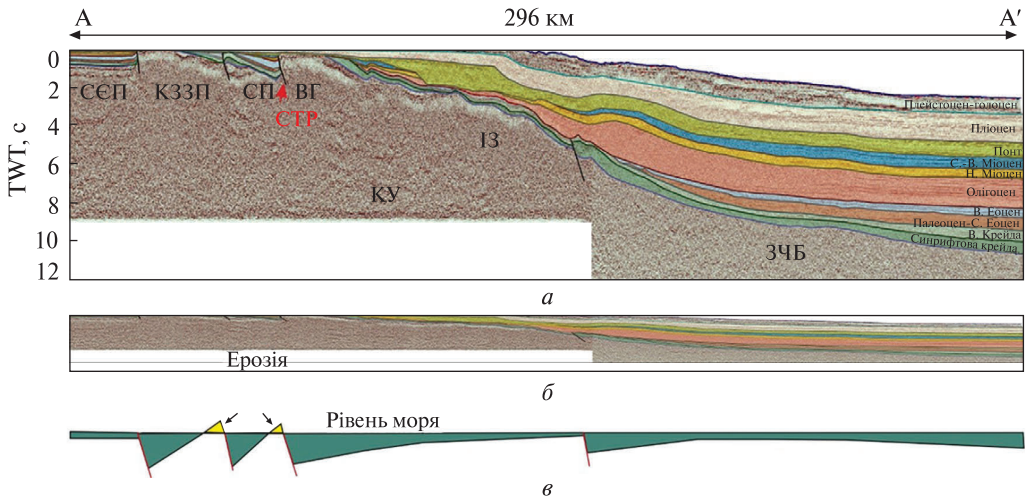


Рис. 4. Проінтерпретований сейсмічний профіль А—А' (а); той же профіль з вертикальним масштабом, зменшеним у 5 разів (б); спрощена палеотектонічна реконструкція вздовж профілю на час прояву крейдового рифтогенезу (в). Розташування профілю, назви регіональних тектонічних елементів (чорний колір) та розлому (червоний колір) див. на рис. 2, 3. Скорочення: С.—В. Міоцен — середній та верхній міоцен; Н. Міоцен — нижній міоцен (верхня частина майкопських відкладів); В. Еоцен — верхній еоцен; С. Еоцен — середній еоцен; В. Крейда — верхня крейда

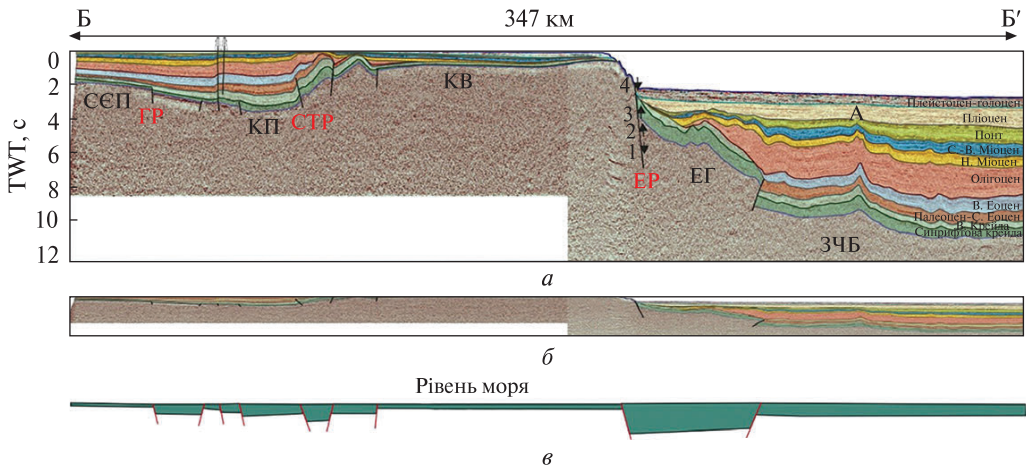


Рис. 5. Проінтерпретований сейсмічний профіль Б—Б'. Пояснення див. на рис. 4, розташування профілю, назви регіональних тектонічних елементів (чорний колір) та розломів (червоний колір) див. на рис. 2, 3. Чорні стрілки вказують на напрямок рухів висячого крила Евксінського розлому під час: 1 — крейдового рифтогенезу, 2 — еоценового стиснення, 3 — пізньоміоценового стиснення; 4 — пліоцен(?)—плейстоценового локального розтягу

26], а також дані про формування рифтових структур у Гірському Криму [15, 17, 26, 39—41], румунській та російській частинах Чорного моря [11, 20, 44].

Для визначення часу рифтогенезу особливе значення мають нові дані стосовно віку порід таврійської серії та «середньоюрських» теригенних товщ, які під час кайнозойських фаз стиснення чорноморського регіону були виведені на денну поверхню у Гірському Криму [8, 30, 39—41]. Альбський вік порід, що складають

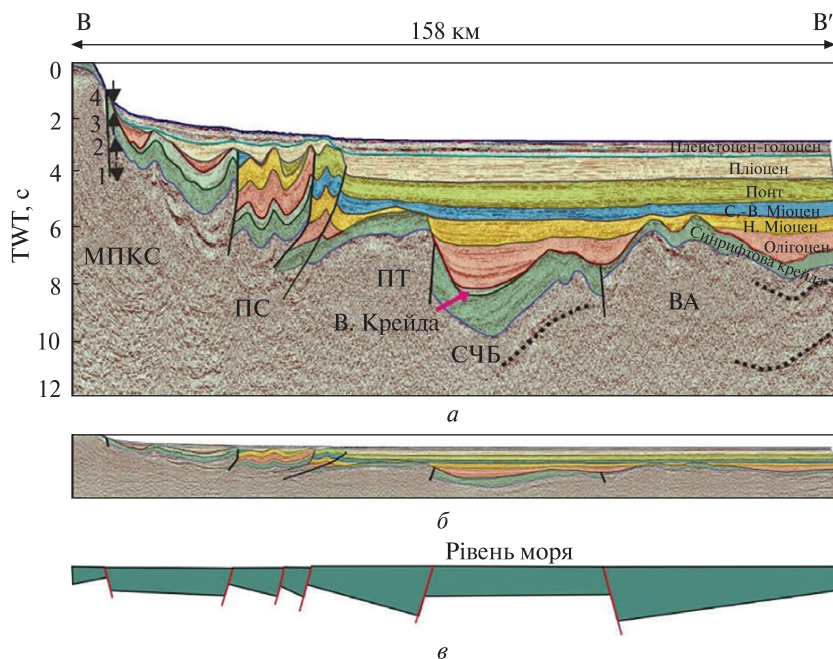


Рис 6. Проінтерпретований сейсмічний профіль В—В'. Чорні стрілки — напрямки рухів МПКС під час: 1 — крейдового рифтогенезу, 2 — еоценового стиснення, 3 — пізньоміоценового стиснення; 4 — пліоцен(?)—плейстоценового локального розтягу. Інші пояснення див. на рис. 2, 4

ці товщі, був встановлений в різних структурно-тектонічних зонах Гірського Криму за результатами вивчення форамініфер [30]. Розподіл літофацій по площі і з глибиною вказують на те, що теригенні породи, які раніше відносились до верхньотріасових-нижньоюрських (фліш таврійської серії) та середньоюрських, відклались в альбський час ранньої крейди у типово рифтових умовах осадконакопичення [8, 39—41]. Те, що у центральній та східній частинах Кримських гір породи таврійської серії мають вік не древніше ніж рання крейда, підтверджується, в тому числі, палеонтологічними даними інших дослідників [33].

Сейсмічні дані дозволяють вивчити загальні риси будови доальбських до-рифтових відкладів на окремих ділянках Каркінітського прогину, валів Андрусова та Шатського. На таких ділянках товщі, що залягають безпосередньо під альбсеноманським комплексом порід, відображаються у хвильовому полі сейсмічних розрізів поодинокими відбиттями або пакетом відбиттів, які є практично паралельними до підшови рифтового комплексу. Виключенням є ділянки поблизу лежачих крил напівграбенів, які зазнали підняття вище рівня моря та ерозії під час їх формування. На таких ділянках безпосередньо під підшовою рифтового комплексу на сейсмічних розрізах спостерігаються неузгодження типу ерозійного зрізу та зменшення потужності дорифтових товщ в сторону піднятих крил (напів)грабенів. Такий характер відображення у хвильовому полі верхньої частини дорифтових відкладів свідчить про те, що до початку розтягу земної кори вони формувались у спокійних тектонічних умовах.

Сейсмічні та геологічні дані свідчать про те, що тектонічні процеси, які були зумовлені розтягом земної кори, припинилися в кінці сеноману. Верхньок-

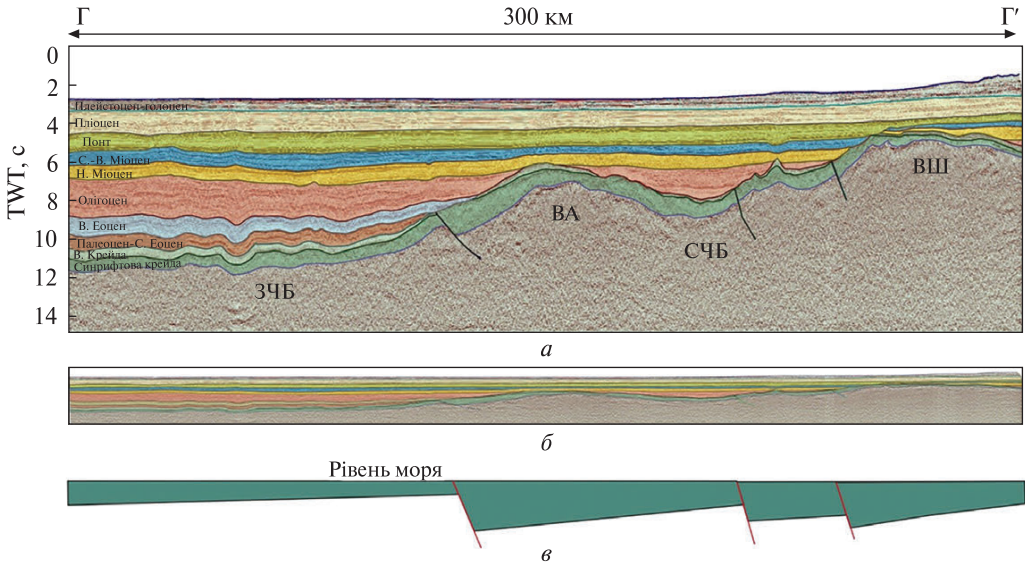


Рис. 7. Проінтерпретований сейсмічний профіль Г—Г'. Пояснення див. на рис. 2, 4

рейдові та більш молоді відклади, що перекривають альб-сеноманський рифтовий комплекс, мають властивості, які характерні вже для пострифтового (термічного) занурення осадових басейнів (див. рис. 4—7). Не виключено, що на обмежених ділянках моря тектонічна активність проявлялась ще в туронський час пізньої крейди. Про це свідчать знахідки вулканічних порід цього віку на півдні Криму та на Керченському півострові [22]. Однак, фактичних даних для більш точного визначення часу припинення рифтових процесів у пізній крейді, ще недостатньо.

Загалом у межах досліджуваної частини Чорного моря під час альбського рифтогенезу були сформовані дві системи головних корових скидів. Одна з них орієнтована субширотно, а друга простягається у південно-східному напрямку. Корові скиди субширотного простягання були сформовані в межах північно-західного шельфу та на півночі східної частини моря субпаралельно сучасній береговій лінії Кримського півострову. Вздовж північної окраїни Західночорноморського басейну та в глибоководній частині Східночорноморського басейну сформувались корові скиди південно-східного простягання (див. рис. 3). Ці розломи та пов'язані з їх формуванням локальні рифтові грабени мали вирішальний вплив на всю подальшу геологічну еволюцію Чорноморського регіону.

Рифтові структури північно-західного (Одеського) шельфу

Каркінітський прогин та Каламітський вал. Значну частину північно-західного шельфу займає Каркінітський прогин (див. рис. 2—5). Утворення цього прогину обумовлено формуванням субширотної системи протяжних грабенів та напівграбенів під час розтягу земної кори. (Напів)грабени були відділені один від одного скидами переважно південного падіння з амплітудою до 2 км і більше (див. рис. 3). Сучасна глибина залягання підосви синрифтових покладів в про-

гині досягає 8—9 км, а максимальна товщина синрифтових порід, які заповнюють (напів)грабени, становить 1—2 км.

При розломоутворенні підняті частини деяких напівграбенів залишались над рівнем моря і зазнавали ерозії протягом всього часу рифтогенезу, як це зафіксовано, наприклад, поблизу Голіцинського та Сулінсько-Тарханкутського розломів (див. рис. 3; 4, *в*). Осадконакопичення на піднятих крилах більшості з цих напівграбенів почалось тільки після їх занурення нижче рівня моря під час пізньокрейдової пострифтової фази занурення Каркінітського прогину. Ділянки напівграбенів, які формувались поблизу опущених (висячих) крил рифтових скидів, заповнювались відкладами, які в напрямку піднятих частин напівграбенів поступово зменшувались у потужності аж до повного їх виклинювання. Такий характер осадконакопичення призвів до того, що в межах досліджуваної території рифтовий комплекс розповсюджений не повсюдно. Навіть в найбільш занурених частинах Каркінітського прогину є ділянки, де рифтовий комплекс або повністю відсутній, або має незначну товщину (див. рис. 3).

Каркінітський рифт відділений від свого північного борту (південного схилу СЄП) Голіцинським розломом, який має південне падіння та амплітуду до 1—2 км (див. рис. 3—5). Зчленування Каркінітського крейдового рифту з Каламітським валом, який у першому наближенні можна розглядати у якості південного борту цього палеорифту, проходить по системі скидів північного падіння (рис. 3, *а*). У східній частині валу рифтовий комплекс має відносно невелику потужність та просту будову, що характерно для бортових частин більшості рифтових басейнів (див. рис. 3). Каламітський вал та зона шельфу на північ від Голіцинського розлому майже не порушені пострифтовими деформаціями осадового чохла. Подібні особливості є типовими для бортів більшості рифтових басейнів.

У деяких роботах у якості окремого тектонічного елемента північно-західного шельфу виділяється грабен Штормовий [11, 32], обмежений з півночі Сулінсько-Тарханкутським розломом південного падіння з амплітудою від 1 до 2 км. Однак, інтерпретація сейсмічних даних та проведені тектонічні палеореко-нструкції показали, що цей (напів)грабен сформувався вздовж Сулінсько-Тарханкутського розлому і розташований в осьовій частині Каркінітського палеорифту (див. рис. 3). Тому, грабен Штормовий не може розглядатись у якості окремого тектонічного елемента Одеського шельфу.

Декілька кайнозойських фаз регіонального стиснення викликали інверсійні рухи вздовж площин рифтових скидів. Найбільші інтенсивні деформації синрифтових та пострифтових товщ, які супроводжувались формуванням антиклінальних складок на північно-західному шельфі відбулись уздовж крайових розломів рифту та Сулінсько-Тарханкутського розлому (рис. 3, *а*; 5). Більш детально механізм формування цих локальних структур вже розглядався в роботах [17, 32].

Вал Губкіна, Сулінський прогин та Кілійсько-Зміїна зона підняттяв. Ці тектонічні елементи розташовані західніше від Каркінітського прогину (див. рис. 2, 3). Сейсмічні зображення крейдового рифтового комплексу (див. рис. 4, *а*) та палеотектонічні реконструкції на кінець рифтової стадії (див. рис. 4, *в*) вказують на те, що в альб-сеноманський час на місці сучасних підняттяв були сформовані грабени та напівграбени (див. рис. 3; 4, *в*). Ці структури розтягування входили

складовою частиною у єдиний Каркінітсько-Губкінський рифтовий басейн (див. рис. 3). Під час кайнозойських фаз регіонального стиснення напівграбени були інвертовані, а на їх місці утворилась складчаста система валу Губкіна та Кілійсько-Зміїної зони підняття [17]. Амплітуда вертикального зміщення осадової товщі вздовж площин первинно нормальних рифтових скидів на окремих ділянках перевищувала 3 км. Значна частина рифтових та пострифтових порід у склепінних сформованих складок довгий час знаходилась вище рівня моря і була розмита. На деяких ділянках рифтовий осадовий чохол був повністю еродований і дорифтові мезозой-палеозойські товщі залягають безпосередньо під тонким шаром міоцен-пліоценових відкладів (див. рис. 4). Цей факт підтверджується даними буріння свердловини Морська-1, яка розкрила на острові Зміїний породи силуру та девону [4]. Ці породи в морській акваторії поблизу берегової лінії острова перекриті тонким шаром неогенових відкладів.

Крайовий уступ. Під час рифтогенезу крайовий уступ був піднятим крилом протяжного напівграбену, який формувався вздовж Сулінсько-Тарханкутського розлому на місці сучасного валу Губкіна (див. рис. 3; 4, в). Про це свідчать закономірне збільшення товщини синрифтових відкладів з Крайового уступу в напрямку склепінної частини валу Губкіна, а також типовий для напівграбенів характер напластування альб-сеноманських відкладів (див. рис. 4). Таким чином, крайовий уступ до початку кайнозойських інверсійних рухів являв собою західне продовження Каламітського валу і разом з ним формував південний борт єдиного Каркінітсько-Губкінського рифтового басейну.

Рифтові структури глибоководної частини моря

В межах сучасного континентального схилу, на півночі глибоководної частини Чорного моря та у всій східній частині площі досліджень під час альб-сеноманського рифтогенезу сформувались витягнуті у субширотному та південно-східному напрямках системи грабенів та напівграбенів, відокремлених один від одного розломами з амплітудою від декілька сотень метрів до 2—3 км і більше (див. рис. 3). Товщина синрифтових відкладів у (напів)грабенах становить від 1 до 3 км, що співставимо з потужностями синрифтового комплексу у Каркінітсько-Губкінському рифтовому басейні (див. рис. 3, б; 4—7).

Евксінський грабен. Цей рифтовий грабен розташований на півночі сучасної Західночорноморської западини (див. рис. 3, б; 5). Його ширина змінюється від 15 до 35 км. Грабен відокремлюється від Каламітського валу та Крайового уступу однойменним розломом південного падіння. Ці тектонічні елементи можуть разом розглядатись як північний борт Евксінського палеорифтового басейну. Вертикальна амплітуда Евксінського розлому на час рифтової фази досягала 2 км і більше. Розлом простежується до берегової лінії крайньої західної частини Кримського півострова (див. рис. 3). Далі на схід в межах суходолу він, імовірно, є складовою системи крейдових рифтових розломів, які формувалися на місці сучасного Гірського Криму (див. рис. 3) [39—41]. Скид північного падіння, який в альбі-сеномані відділяв Евксінський грабен від основної частини сучасної Західночорноморської западини, в східній частині мав амплітуду від перших сотень метрів до 1,5—2 км (див. рис. 3, 5). У західному напрямку його амплітуда поступово зменшувалась до повного затухання (див. рис. 3, 4). На південь від

південно-західного краю Кримського п-ва це тектонічне порушення розгалужується на декілька розломів, які у східній частині моря входять до складу двох основних систем рифтових структур субширотного та південно-східного простягання (див. рис 3).

Прогин Сорокіна, вал Тетяєва та морське продовження кримських складок. Протяжні субширотні (напів)грабени, які в альб-сеноманський час формувались внаслідок розтягу земної кори на місці прогину Сорокіна, валу Тетяєва та морського продовження кримських складок, відокремлювались один від одного високоамплітудними скидами північного падіння (див. рис. 6, в). У той же час, морське продовження кримських складок відокремлювалось від сучасного Гірського Криму скидом південного падіння (див. рис. 6, в). Згідно останніх даних польових досліджень на території Гірського Криму під час крейдового рифтогенезу також формувались в основному субширотно орієнтовані (напів)грабени, які були складовими елементами північної частини більш широкого рифтового басейну [39—41]. Головні рифтові розломи в межах Гірського Криму мають переважно південне падіння (див. рис. 3). Ширина крейдового рифтового басейну з урахуванням його суходільної та морської частин Гірського Криму, прогину Сорокіна та валу Тетяєва складає від 60 до 120 км, а ширина частини субширотного рифтового басейну, яка на даний час прихована водами Чорного моря, варіює від 50 до 80 км (див. рис. 3).

Східночорноморська западина, вали Андрусова та Шатського. Під час ранньокрейдового рифтогенезу в області сучасних валу Андрусова, Східночорноморської западини та валу Шатського сформувались дві протяжні грабеноподібні структури, які відділялися одна від одної коровими розломами південно-східного простягання та вертикальною амплітудою 1—2 км і більше (див. рис. 3, б; 7). В області валу Андрусова формувався грабен, а в області валу Шатського напівграбен з опущеним західним крилом (див. рис. 3, б; 7). В крайній східній частині підняте крило валу Шатського відокремлюється від прикавказької частини Чорного моря (Туапсинського прогину) коровим розломом північно-східного падіння (див. рис. 3, б).

Найбільш інтенсивні низхідні рухи в області валу Андрусова відбулись уздовж розлому, який на рівні крейдових рифтових відкладів відділяє цей вал від Західночорноморської западини (див. рис. 3, б; 7). Східна частина Західночорноморської западини, яка межує з сучасним валом Андрусова, в альб-сеноманський час являла собою підняте крило цього розлому (див. рис. 3, б; 7, в).

У тій частині Західночорноморської западини, яка покрита сейсмічною зіймокою, крупноамплітудних рифтових розломів не зафіксовано (див. рис. 3, а). Виключенням є описані вище розломи, які привели до формування Евксінського грабену на півночі та грабену на місці сучасного валу Андрусова на сході. Горбистий характер підшви синрифтового комплексу та деякі характеристики хвильового поля дозволяють припустити прояв розривної тектоніки у Західночорноморській западині під час альб-сеноманського розтягу земної кори. Не виключено, що частина западини, яка розташована в українському секторі моря, на рифтовому етапі була піднятим крилом значних за розміром напівграбенів, опущені крила яких знаходяться в румунських, болгарських та турецьких водах Чорного моря.

Під час кайнозойських фаз стиснення практично всі рифтові (напів)грабени зазнали інтенсивних складчастих деформацій та вертикальних рухів від декількох

сотень метрів до 4—5 км завдяки витисканню блоків земної кори між коровими скидами, які обмежували ці рифтові структури (див. рис. 4—7). Більшість рифтових розломів змали, при цьому, часткову або повну інверсію. Деякі з них навіть на рівні рифтових відкладів перетворились у підкиди та насуви. Тому, на структурній карті системи грабенів, які зазнали інверсії, мають вигляд складчастих систем субширотного та південно-східного простягання (див. рис. 3, а). Альб-сеноманський рифтовий комплекс на тривалий час виводився на денну поверхню в межах західної частини Каркінітсько-Губкінського рифту, північної частини Евксинського грабену, Гірського Криму та його морського продовження, валів Андрусова, Тетяєва, Шатського, та навіть Східночорноморської западини. Внаслідок цього альб-сеноманські відклади цих геологічних споруд були частково, а на значній площі Кілійсько-Зміїної зони підняті та Гірського Криму навіть повністю розмиті (див. рис. 3—7). Тому, сучасна товщина синрифтового комплексу (див. рис. 3, б) на багатьох ділянках є меншою ніж в кінці рифтогенезу.

Більшість сучасних тектоно-геодинамічних моделей засновані на уявленні про те, що вали Андрусова і Шатського є стабільними і протяжними піднятими блоками, які утворилися ще під час рифтогенезу [13, 24, 25, 43]. При цьому, вал Андрусова розвивався як континентальна окраїна Західночорноморського та Східночорноморського (суб)океанічних басейнів і здіймався в північній глибоководній зоні між цими басейнами до кінця олігоцену-раннього міоцену, а потім вже не впливав на осадконакопичення в цих двох басейнах, які повністю перетворилися в єдиний глибоководний басейн. Вал Шатського також розглядається як рифтова окраїна Східночорноморського (суб)океанічного басейну, який розкрився в результаті спредінгу океанічної кори між цим валом і валом Андрусова. Однак, наші результати свідчать про те, що вали Андрусова та Шатського являли собою занурені частини великого за розміром крейдового рифтового басейну. Тільки в кінці еоцену, вони були інвертовані під дією регіонального стиснення і перетворились у крупні позитивні структури.

Висновки

1. В межах українського сектору Чорного моря альб-сеноманські рифтові розломи утворили три великих за розмірами рифтових басейни, кожний з яких складався з системи грабенів та напівграбенів.

2. Один з субширотних рифтових басейнів займав сучасні Каркінітський прогин, Крилівсько-Зміїну зону підняття, вал Губкіна та Сулінську депресію на Одеському шельфі. Другий субширотний басейн займав сучасні підняття Тетяєва, прогин Сорокіна, підводне продовження кримських складок та, вочевидь, Кримські гори. Третій рифтовий басейн простягався з північного заходу на південний схід та охоплював Евксинський грабен, вал Андрусова, Східночорноморський басейн та вал Шатського.

3. Найбільша глибина залягання підшови рифтового комплексу спостерігається в центральній частині Західночорноморського басейну, де вона становить 15,5—16,5 км (12,0 с). У Східночорноморському басейні максимальна глибина її залягання є 12,5—13,5 км (~10,0 с). Найменші глибини залягання підшови рифтового комплексу характерні для Каламітського валу та підводного продовження Гірського Криму.

4. Під час кайнозойських фаз стиснення практично всі рифтові (напів)грабени зазнали інтенсивних складчастих деформацій та вертикальних рухів від декількох сотень метрів до 4—5 км. Водночас більшість рифтових розломів зазнали часткової або повної інверсії.

С.М. Стовба вдячний Національному науковому центру Польщі, Інституту геологічних наук Польської академії наук та проф. С. Мазуру за надану можливість виконувати наукові дослідження під час активної фази російської агресії на території України (проект 2022/01/3/ST10/00030).

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание. М. Недра, 1969, 576 с.
2. Геология шельфа УССР (шельф и побережье Черного моря). Стратиграфия (Ред. Т.В. Астахова, С.В. Горбач, Е.Ю. Краева). Киев: Наук. думка, 1984. 184 с.
3. Геология шельфа УССР. Литология. Киев: Наук. думка, 1985. 189 с.
4. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность. (Ред. Л.Т. Богаец, Г.К. Бондарчук, И В. Лесков). Киев: Наук. думка. 1986. 152 с.
5. Геология шельфа УССР. Тектоника. (Ред. Е.Ф. Шнюков). Киев: Наук. думка, 1987. 152 с.
6. Иванников А.В., Иноземцев Ю.И., Ступина Л.В. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений континентального склона Черного моря. Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев: Наук. думка, 1999. С. 253—262.
7. Иванников А.В., Ступина Л.В. Стратиграфия глубоководных отложений континентального склона Крыма по результатам 57-го рейса НИС «Профессор Водяницкий». *Геологический журнал*. 2003. № 1. С. 40—41.
8. Попадюк И., Стовба С., Хрящевская О. Нова геологічна карта Гірського Криму масштабу 1:200000 та її статиграфічне підґрунтя. Мат-лы междунар. науч. конф. «Стратиграфия осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя». Киев, 2013. С. 117—118.
9. Попадюк И., Стовба С., Хрящевская О. Нова геологічна карта кримських гір масштабу 1:200000. Мат-ли міжнарод. конф. «Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки». Львів: Львівський національний ун-т ім. І.Франка, 2015. С. 175—178.
10. Тектоника Украины. (Ред. С.С. Круглов, А.К. Ципко). Москва: Недра, 1988. 254 с.
11. Dinu C., Wong H.K., Tambrea D., Matenco L. Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*. 2005. **410**. P. 417—435.
12. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z., Geophysical study of the Black Sea area. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 1988. **30** (117—118). P. 197—324.
13. Görür N. Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*. 1988. **147**. P. 247—262.
14. Graham R., Kaymakci N., Horn B.W. The Black Sea: something different? *GEO ExPRO*. 2013. **10**. P. 58—62.
15. Hippolyte J.C., Murovskaya A., Volfman Yu., Yegorova T., Gintov O. Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*. 2018. **93**. P. 298—314.
16. Khriachtchevskaja O.I., Stovba S.M., Popadyuk I.V. Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *Leading Edge*. 2009. **29** (9). P. 1024—1029. <https://doi.org/10.1190/1.3236371>
17. Khriachtchevskaja O.I., Stovba S.M., Stephenson R.A. Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In: Stephenson R.A. (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Special Publications 340). London: Geological Society, 2010. P. 137—157. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.8>
18. Letouzey J., Biju-Duval B., Dorkel A., Gonnard R., Krischev K., Montadert L., Sungurlu O. The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data. In: Biju-Duval B., Montadert L. (Eds.). *Structural History of the Mediterranean Basins*. Editions Technip. Paris, 1977. P. 363—376.

19. Monteleone V., Minshull T.A., Marin?Moreno H. Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long?offset seismic reflection data. *Tectonics*. 2019. **38** (8). P. 2646—2667. <https://doi.org/10.1029/2019TC005523>
20. Munteanu I., Matenco L., Dinu C., Cloetingh S. Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*. 2011. **30** (5). P. 1—21. <https://doi.org/10.1029/2011TC002865>
21. Munteanu I., Diviaco P., Sauli C., Dinu C., Burca M., Panin N., Brancatelli G. New Insights into the Black Sea Basin, in the Light of the Reprocessing of Vintage Regional Seismic Data. *Diversity in Coastal Marine Sciences, Coastal Research Library*. 2018. **23**. P. 91—114., https://doi.org/10.1007/978-3-319-57577-3_6
22. Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology*. 2003. **156**. P. 149—168.
23. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., Fokin P.A. Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea — Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2012. **20**. P. 571—634. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-22>
24. Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O., Demirer A., Amelin N., Petrov E. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*. 2015. **59**. P. 638—655.
25. Nikishin A. M., Okay A. I., Tüysüz O., Wannier M., Demirer A., Amelin N., Petrov E. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*. 2015. **59**. P. 656—670.
26. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendiger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov AV., Petrov E. I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In: M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London Special Publications. 2017. **428**, P. 241—264. <https://doi.org/10.1144/SP428.1>
27. Okay A.I., Sengör A.M.C., Görür N. Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology*. 1994. **22**. P. 267—270.
28. Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*. 2015. **57** (5—8). P. 1—26. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>
29. Okay A.I., Tüysüz O. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horv'ath, F., S'ernanne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, Special Publications, London, 1999. **156**. P. 475—515
30. Popadyuk I.V., Stovba S.M., Khriachtchevskaia O.I. The new geological map of the Crimea mountains by SPK — Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea region. *Abst. of Darius Programme, Eastern Black Sea — Caucasus Workshop*. 24—25 June 2013. Tbilisi, Georgia. P. 48—50.
31. Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F. Petroleum Geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*. 1996. **13**. P. 195—223.
32. Robinson A.G., Kerusov E. Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea, implications for petroleum exploration. In: A. G. Robinson (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. OK, Tulsa: Amer. Assoc. Petr. Geol., Memoir. 1997. **68**. P. 369—380.
33. Sheremet Y., Sosson M., Muller C., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: M. So sson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London Special Publications. 2016. **428-1**. P. 265—305. <https://doi.org/10.1144/SP428.14>
34. Spadini G., Robinson A., Cloetingh S. Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithosphere controls on basin formation. *Tectonophysics*. 1996. **266**. P. 139—154.
35. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*. 2004. **381**. P. 211—233.

36. Stephenson R., Schellart W.P. The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society London, Special Publication. 2010. **340**. P. 11–21. <https://doi.org/10.1144/SP340.2>
37. Stephenson R., Stovba S. Review of the main Black Sea rifting phase in the Cretaceous and implications for the evolution of the Black Sea lithosphere. *Journal of Geodynamics*. 2022. **149**. 101891
38. Stovba S.M., Khriachtchevskaia O.I., Popadyuk I.V. Hydrocarbon Bearing Area in the Eastern Part of the Ukrainian Black Sea. *The Leading Edge*. 2009. **29** (9). P. 1042–1045.
39. Stovba S.M., Khriachtchevskaia O.I., Popadyuk I.V. Crimea and Ukrainian Eastern Black Sea basin as an inverted Early Cretaceous rift system. Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea – Caucasus Workshop. 24–25 June, 2013. Tbilisi, Georgia. P. 65–67.
40. Stovba S.M., Popadyuk I.V., Khriachtchevskaia O.I., Fenota P.O. The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. Abstracts of EAGE conference Geoinformatics. Kyiv, 2017. P. 20 – 24. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701799>
41. Stovba S.M., Popadyuk I.V., Khriachtchevskaia O.I., Fenota P.O. Crimea and Ukrainian Black Sea: the origin, tectonics and evolution. Abstracts of EAGE conference Geoinformatics. Kiev, 2017. P. 577–581. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701798>
42. Stovba S.M., Popadyuk I.V., Fenota P.O., Khriachtchevskaia O.I. Geological structure and tectonic evolution of the Ukrainian sector of the Black Sea. *Geophysical journal*. 2020. **42**. № 5, P. 53–106. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215072>.
43. Tari G., Fallah M., Kosi W., Schleder Z., Turi V., Krezsek C. Regional Rift Structure of the Western Black Sea Basin: Map-View Kinematics. *Petroleum Systems in «Rift» Basins*. 2015. P. 372–395. <https://doi.org/10.5724/gcs.15.34.0372>
44. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*. 1986. **123**. P. 181–211.

Стаття надійшла 25.12.2022

S.M. Stovba^{1,2}, Dr.Sci. (Geol.), Prof., Chief Researcher

e-mail: stovbas@gmail.com

ORCID 0000-0002-1708-5122

*P.O. Fenota*⁴, Head of the Dept.

e-mail: ppreview6@gmail.com

ORCID 0000-0002-4008-2173

A.P. Tyshchenko^{3,4}, PhD (Geol.), Associate Prof.

E-mail: aptyshchenko@gmail.com

ORCID 0000-0001-9640-2300

*D.B. Vengrovich*¹, PhD (Geophys.), Head of the Dept.

e-mail: vengrovich@gmail.com

ORCID 0000-0002-1901-5697

*O.I. Khriashchevska*⁵, PhD (Geol.), Deputy Chief Geologist

e-mail: chevaska2016@gmail.com

ORCID 0000-0002-1708-5122

¹S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine

32, Palladin ave., Kyiv, Ukraine, 03142

²Inst. of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences

Senacka, 1, Krakow, Poland, 31-002

³Inst. of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90, Vasylkivska str., Kyiv, Ukraine, 03022,

⁴JSC UkrGasvydobuvannya

26/28, Kudryavska str., Kyiv, Ukraine, 04053

⁵SPK-GEO LLC

Bazhan av., 11, of 40, Kyiv, Ukraine, 02121

CRETACEOUS RIFTING IN THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE UKRAINIAN SECTOR OF THE BLACK SEA

Within the Ukrainian sector of the Black Sea, the Albian-Cenomanian rift faults formed three large rift basins, which consisted of a system of grabens and half-grabens. One of the sublatitude rift basins occupied the modern Karkinit Trough, Krylov-Zmiiny Uplift, Gubkin Ridge and the Sulina Depression on the Odesa Shelf. The second sublatitude basin occupied the modern Tetyaev High, Sorokin Trough, Marine Continuation of the Crimean Folds and, apparently, the Crimean Mountains. The third rift basin extended from the northwest to the southeast and encompassed the Euxinian Graben, Andrusov Ridge, Eastern Black Sea Basin, and Shatskiy High. The greatest depth of the base of the rift sequence is observed in the central part of the Western Black Sea Basin, where it is 15.5–16.5 km. In the Eastern Black Sea basin, the maximum depth is 12.5–13.5 km. The shallowest depth of the base of the rift sequence are characteristic of the Kalamit Swell and the Marine Continuation of the Crimean Folds. During the Cenozoic phases of compression, almost all rift (half)grabens underwent intense folding and vertical movements from several hundreds of meters to 4–5 km. At the same time, most of the rift faults underwent partial or complete inversion.

Keywords: Black Sea, Odesa Shelf, Western Black Sea Basin, Eastern Black Sea Basin, Andrusov Ridge, rifting, rift structures.