

# Історія геологічного розвитку українського сектора Чорного моря із середини ранньої крейди до початку пізнього міоцену

С. Стовба<sup>1,2</sup>, Р. Стіфенсон<sup>3</sup>, А. Тищенко<sup>4,5</sup>, П. Фенота<sup>5</sup>,  
Д. Венгрович<sup>1</sup>, С. Мазур<sup>2</sup>, 2023

<sup>1</sup>Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

<sup>2</sup>Інститут геологічних наук Польської академії наук, Краків, Польща

<sup>3</sup>Інститут наук про Землю, Університет м. Абердін, Шотландія

<sup>4</sup>Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

ННІ «Інститут геології», Київ, Україна

<sup>5</sup>АТ «Укргазвидобування», Київ, Україна

Надійшла 1 лютого 2023 р.

За результатами регіональних сейсмічних досліджень отримано нові дані щодо геологічної історії українського сектора Чорного моря під час рифтового етапу (альб—сеноман), доінверсійної фази пострифтового занурення (турон — маастрихт і палеоцен — середній еоцен), компресії Чорноморського регіону наприкінці середнього еоцену та пострифтового занурення на фоні короточасних фаз стиснення (пізній еоцен—початок раннього міоцену). Рифтогенез стався одночасно на всій території досліджень і утворив три протяжні рифтові басейни, кожен з яких складався із системи (напів)грабенів, відокремлених один від одного та своїх бортів скидами з амплітудою до 3 км. Інтенсивність крейдового рифтогенезу була недостатньою для розриву континентальної літосфери та формування океанічної кори, або повної «океанізації» континентальної літосфери. Осадоагромадження під час допізньо-еоценової пострифтової фази відбувалось у відносно мілководних морських умовах. Еоценова компресія спричинила сильні деформації осадового чохла, часткову та повну інверсію рифтових розломів і розмив осадового чохла. Через еоценову інверсію в межах Чорного моря утворилося три не пов'язані між собою морські басейни, між якими сформувався великий масив суші. Первинний ареал поширення осадових комплексів значно зменшився внаслідок сильних постседиментаційних деформацій, зумовлених фазами стиснення в пізньому міоцені. Сучасна глибоководна частина Чорного моря була відносно мілководним басейном протягом пострифтової фази еволюції з пізньої крейди до пліоцену або навіть плейстоцену. Лише після цього глибина товщі води швидко зростає — понад 2 км. Згідно з результатами досліджень, сучасні палеотектонічні реконструкції Західночорноморського та Східночорноморського басейнів, що ґрунтуються на припущеннях про спредінг морського дна в цих басейнах та/або різний час їхнього утворення, мають вигляд недостовірних. Загальна позиція щодо задугових басейнів як малих океанічних басейнів не є швидше за все універсально застосовною.

**Ключові слова:** Чорне море, Одеський шельф, Східночорноморський басейн, Західночорноморський басейн, вал Андрусова, тектонічна еволюція, інвертовані рифтові структури, рифтогенез, стиснення, мезозой, кайнозой, сейсмічна інтерпретація.

Citation: Stovba, S., Stephenson, R., Tyshchenko, A., Fenota, P., Vengrovych, D., & Mazur, S. (2023). History of the geological development of the Ukrainian sector of the Black Sea from the middle Early Cretaceous to the beginning of the Late Miocene. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 45(3), 3—49. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i3.282411>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

**Вступ.** Одним із ключових сегментів Паратетису є Чорне море, що сформувалося на південній окраїні Євразії. Більшість сучасних геодинамічних моделей ґрунтуються на уявленні, що цей глибоководний морський басейн утворився в результаті активного рифтогенезу в задуговій тектонічній обстановці в крейді або в палеогені [Letouzey et al., 1977; Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996, 1997; Shillington et al., 2008, 2009; Scott et al., 2009; Stephenson, Schellart, 2010; Munteanu et al., 2011, 2018; Nikishin et al., 2012, 2015a, б; Graham et al., 2013; Tari et al., 2015; Okay, Nikishin, 2015; Sosson et al., 2016; Monteleone et al., 2019]. Рифтогенез відбувався в межах континентальної літосфери, яка була прирощена та стала частиною Євразійської літосферної плити задовго до крейдового періоду (див., наприклад [Saintot et al., 2006б; Sosson et al., 2016]).

Вважають, що задуговий рифтогенез привів до суттєвого потоншення земної кори та супутнього опускання її поверхні перед структурними змінами в будові басейну під час кайнозойської інверсії. У результаті рифтогенезу сформувались Західночорноморський та Східночорноморський глибоководні басейни (ЗЧБ і СЧБ). Вони відокремлюються один від одного Центрально-Чорноморським підняттям, що складається з валів Андрусова та Архангельського (рис. 1). Практично беззастережним вважається, що ЗЧБ і СЧБ існували як (суб)океанічні басейни з глибиною води понад 2000 м і протягом наступного пострифтового занурення, незважаючи на дію регіонального стиснення в кайнозої [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996, 1997; Nikishin et al., 2015a, б; Tari et al., 2015; Sosson et al., 2016]. Винятком є одне або два різкі падіння рівня моря в пізньому міоцені [наприклад, Robinson et al., 1996; Hsü and Giovanoli, 1979; Munteanu et al., 2011; Vasiliev et al., 2015; Popov et al., 2019].

Опубліковані моделі в цілому узгоджу-

ються з тим, що відомо про геодинамічні процеси, які відбувались на південній окраїні Євразії починаючи з пізнього палеозою. Однак у наукових публікаціях триває активна дискусія з різних питань геології Чорноморського басейну, зокрема стосовно встановлення особливостей і часу вияву активних тектонічних процесів, що контролювали еволюцію басейну протягом мезозою і кайнозою та привели до його сучасної геологічної будови. Така дискусія особливо актуальна через те, що найбільш популярні сучасні погляди на історію формування Чорного моря не можуть пояснити деякі давно отримані геологічні дані. Наприклад, ті, що свого часу були описані в публікаціях [Архангельський, Страхов, 1938; Муратов, 1955, 1973; Геология..., 1969; Миловицкий и др., 1979; Шнюков и др., 1997; Иванников и др., 1999, 2003]. Більше того, нещодавні результати інтерпретації великого обсягу сейсмічних і геологічних даних, а також чисельного моделювання у північній частині Чорного моря [Stovba et al., 2020; Stephenson, Stovba, 2022] багато в чому не підтверджують загальноприйнятих концепцій, що є основою поточних геодинамічних моделей походження та еволюції Чорноморського регіону та його складових тектонічних елементів.

Сучасні тектонічні реконструкції засвідчують, що закриття океану Тетис спричинило зіткнення та злиття континентальних фрагментів, які від'єдналися від Гондвани, вздовж південного краю Євразії з еоцену донині (див., наприклад [Görür, 1988; Rangin et al., 2002; Stephenson et al., 2004; Gillet et al., 2007]). Ці геодинамічні процеси були вирішальними для створення режиму деформацій стиснення на узбережжі Чорного моря, включаючи Балкани, Великий Кавказ, Крим, Кавказ і Понтиди [Spadini et al., 1996; Robinson et al., 1996; Morasanu, 2002; Saintot et al., 2006a,б; Sosson et al., 2016]. Очевидно, що кайнозойський режим стиснення міг спричинити деформацію осадового чохла і в Чорному морі. На цей час відомо, що сучасна басейнова архітектура Чорного моря також є наслід-

ком альпійських деформацій, зумовлених регіональним стисненням, починаючи приблизно з середини еоцену, коли великомасштабна «інверсія Чорноморського басейну» активувала системи розломів, утворених на стадії рифтогенезу [Robinson, Kerusov, 1997; Стовба та ін., 2003; Стовба, Попадюк, 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010; Munteanu et al., 2011; Stovba, Khriachtchevskaia, 2011; Stovba et al., 2017a, 2020]. При цьому спостерігається подібність еоценових деформацій в Криму, Понтидах, Балканах і Чорному морі [Robinson, Kerusov, 1997; Hippolyte та ін., 2015, 2018; Stovba et al., 2020]. Водночас багато дослідників схиляються до того, що кайнозойська інверсія торкнулася лише окраїн

Чорного моря, тоді як його центральна глибоководна частина залишилася майже недеформованою [Okay et al., 1994; Meredith, Egan, 2002; Nikishin et al., 2015a, б; Tari et al., 2015]. Тому глибоководну частину Чорного моря під час пострифтової стадії еволюції зазвичай розглядають як тектонічно пасивну область. Винятком у північній частині моря є лише відносно вузька глибоководна зона на південь від Кримського півострова та вздовж Кавказького узбережжя [Строе-ние..., 1989; Robinson et al., 1996; Meredith, Egan, 2002; Nikishin et al., 2015б]. Водночас результати деяких регіональних сейсмічних досліджень аргументовано продемонстрували сильну деформацію та ерозію осадового чохла в сучасній глибоководній

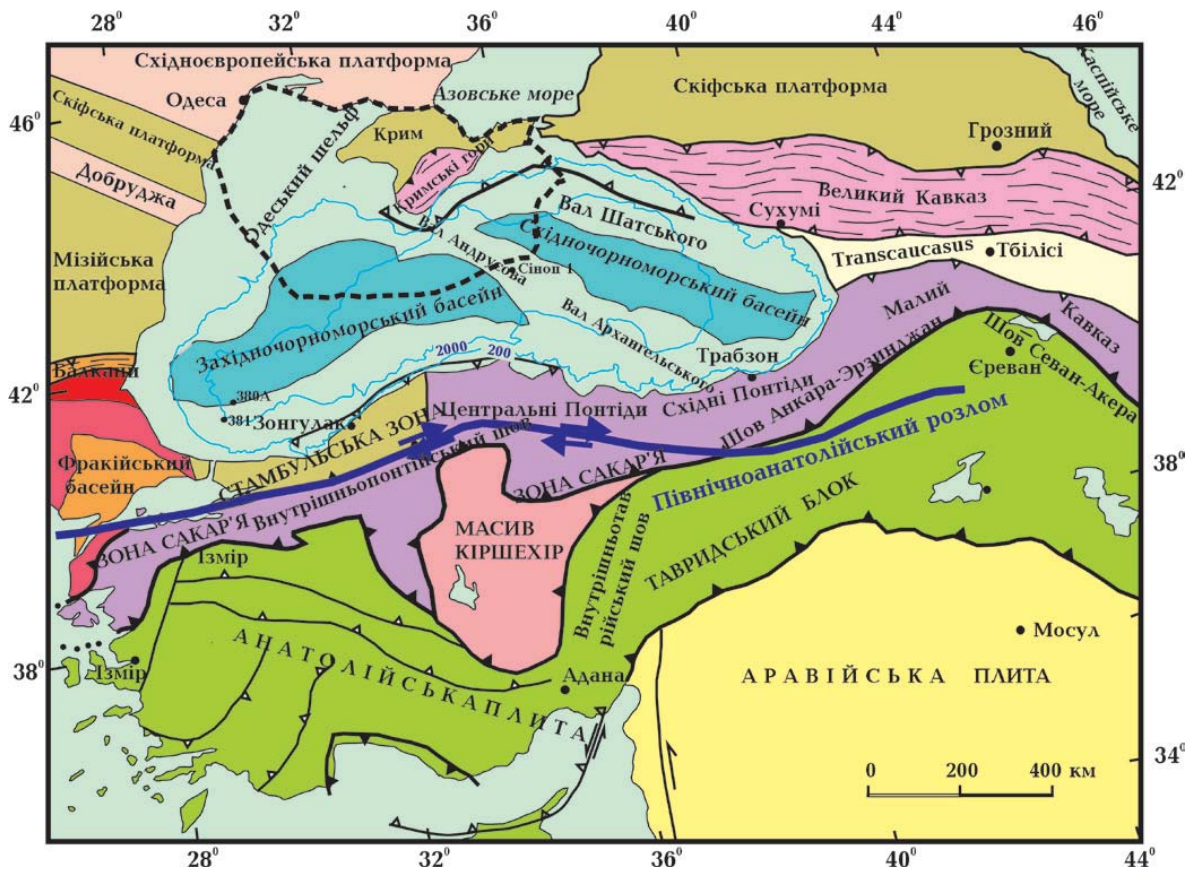


Рис. 1. Тектонічна карта Чорного моря та прилеглих регіонів (із невеликими змінами за даними публікацій [Okay, Tüysüz, 1999; Stephenson, Schellart, 2010]). Чорна пунктирна лінія обмежує район досліджень. Жирними чорними точками позначено свердловини, що згадуються в тексті. Ізобати та їх значення в метрах показано блакитним кольором.

Fig. 1. Tectonic map of the Black Sea and adjacent regions (with slight changes according to the works [Okay, Tüysüz, 1999; Stephenson, Schellart, 2010]). The black dashed line delimits the research area. Wells mentioned in the text are marked with bold black dots. Isobaths and their values in meters are shown in blue.



зоні в еоцені та/або олігоцені [Finney et al., 1988; Rangin et al., 2002; Stovba et al., 2020].

З огляду на актуальність розв'язання багатьох проблем, пов'язаних із сучасними

уявленнями стосовно геологічної будови та еволюції Чорноморського регіону, ця стаття присвячена розгляду геологічної історії українського сектора Чорного моря (див.

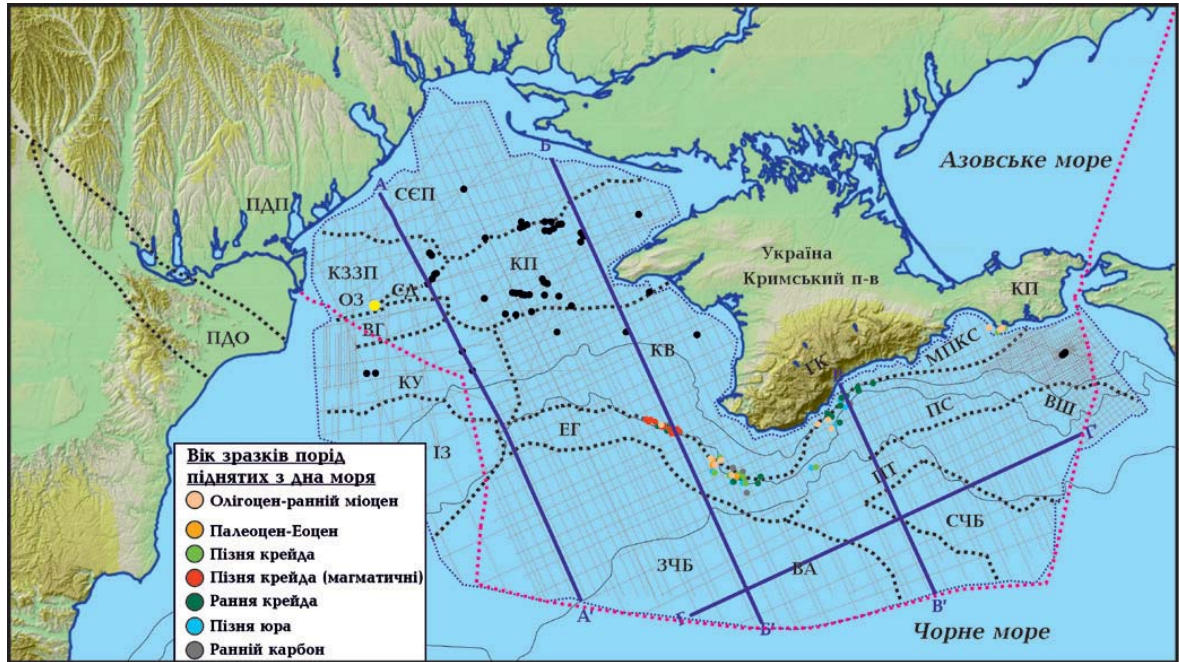


Рис. 2. Фізико-географічна карта ділянки досліджень, де показано межу українського сектора Чорного та Азовського морів (червона переривчаста лінія), контури регіональних тектонічних елементів (чорні переривчасті лінії), місцезонації ключових морських свердловин (чорні кола), розташування сейсмічних профілів МСГТ (сірі лінії). Межу сейсмічних досліджень показано синьою переривчастою лінією, розташування сейсмічних профілів показаних на рис. 3—6 — жирними синіми лініями. Місцезонації та вік зразків гірських порід, піднятих із дна Чорного моря, показані кольоровими колами за даними робіт [Шнюков и др., 1997, 2003; Іванников и др., 1999; Іванников, Ступина, 2003; Шнюков, Зиборов, 2004]. Зміну віку деяких зразків обґрунтовано в публікаціях [Popadyuk et al., 2013; Popadyuk et al., 2013, 2015; Popadyuk et al., 2015]. *Скорочені назви тектонічних елементів:* ВА — вал Андрусова; ВГ — вал Губкіна; ВШ — вал Шатського; ГК — Гірський Крим (Кримські гори); ЕГ — Евксинський грабен; ЗЧБ — Західночорноморський басейн; ІЗ — Істрийська западина; КЗЗП — Крилівсько-Зміїна зона підняття; КУ — Крайовий уступ; КП — Каркінітський прогин; МПКС — морське продовження кримських складок; ОЗ — острів Зміїний (показаний жовтим кольором); ССП — Східноєвропейська платформа; СП — Сулинський прогин; ПС — прогин Сорокіна; ПДО — Північнодобрудзьський ороген; ПДП — Переддобрудзьський прогин; ПТ — підняття Тетяєва; СЧБ — Східночорноморський басейн. Свердловина Морська-1 знаходиться на острові Зміїний.

Fig. 2. Physio-geographical map of the research area, showing the border of the Ukrainian sector of the Black and Azov seas (red dashed line), contours of regional tectonic elements (black dashed lines), locations of key offshore wells (black circles), locations of regional seismic reflection profiles (grey lines). The boundary of seismic surveys is shown with a blue dashed line. Bold blue lines show the location of the seismic profiles demonstrated in Figs 3—6. Locations and ages of rock samples dredged from the bottom of the Black Sea are shown by coloured circles according to works [Shnyukov et al., 1997, 2003; Ivannikov et al., 1999; Ivannikov, Stupina, 2003; Shnyukov, Ziborov, 2004]. The change in the age of some samples is substantiated in the works [Popadyuk et al., 2013; Popadyuk et al., 2013, 2015; Popadyuk et al., 2015]. *Abbreviated names of tectonic elements:* BA — Andrusov Ridge; VG — Gubkin Ridge; VSH — Shatskiy High; GK — Crimean Mountains; EG — Euxinian Graben; ZCHB — Western Black Sea Basin; IZ — Hystria Trough; KZZP — Krylov-Zmiiny Uplift; KU — Krayova Step; MPKS — Marine Continuation of Crimean Folds; OZ — Zmiiny Island (shown in yellow); SSP — East European Platform (offshore); SP — Sulina Depression; PS — Sorokin Trough; PDO — North Dobrogea Orogen; PDP — Pre-Dobrogea Depression; PT — Tetyaev High; SCHB — East Black Sea Basin. The Morska well — 1 is located on the Zmiiny Island.

рис. 1) від альбського часу ранньої крейди до початку пізнього міоцену. При цьому основну увагу приділено дискусійним питанням тектонічної будови та еволюції території досліджень, закономірностям формування та походження в її межах великих структурних елементів осадового чохла, змінам палеогеографічної та тектонічної обстановок у північній частині Чорного моря на різних етапах еволюції.

В основу виконаних досліджень покладено результати регіональних сейсмічних досліджень, що визначили або суттєво уточнили головні етапи тектонічної еволюції українського сектора Чорного моря [Стовба та ін., 2003; Стовба, Попадюк, 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010; Stovba et al., 2017a, б, 2020; Stephenson, Stovba, 2022]. Перший етап — рифтовий, що проходив

в умовах розтягнення земної кори з кінця ранньої крейди (альб) до середини пізньої крейди. Другий етап — пасивне термічне (пострифтове) занурення, що домінувало із середини пізньої крейди до середини еоцену. Третій етап — пострифтове занурення на фоні періодичного прояву інверсійних рухів під дією регіонального стиснення земної кори починаючи з пізнього еоцену. Найбільш інтенсивні складчасті деформації відбулись наприкінці середнього еоцену та в пізньому міоцені [Stovba et al., 2017a,б, 2020]. Виявлено також, що наприкінці пліоцену в межах сучасного континентального схилу на південь і південний захід від Гірського Криму проявилось локальне розтягнення земної кори [Stovba, Khriachtchevskaia, 2011; Stovba et al., 2013, 2017a,б, 2020].

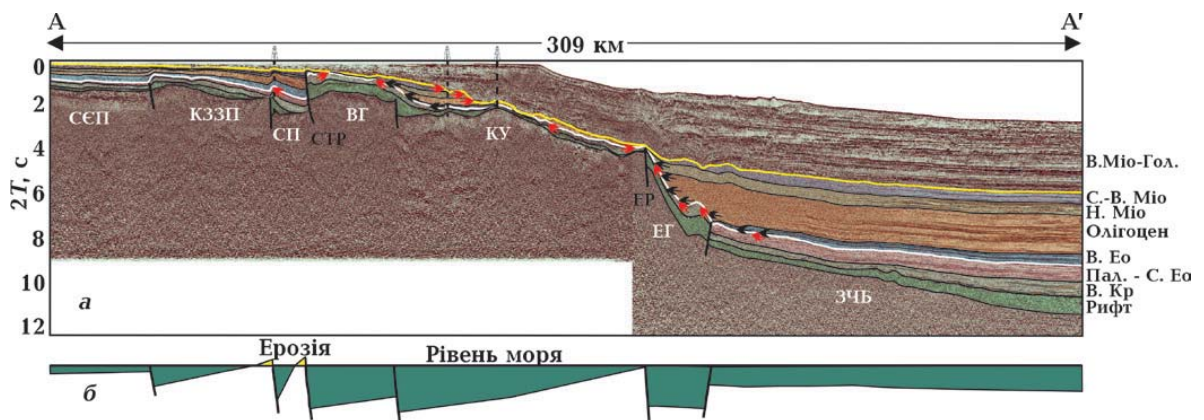


Рис. 3. Проінтерпретований сейсмічний профіль А—А' (а) та спрощена (немасштабна) палеотектонічна реконструкція уздовж профілю на кінець крейдового рифтогенезу (б). Розташування профілю показано на рис. 2, 7—9. Білою лінією позначено поверхню допізньоеоценових відкладів, для якої побудовано карту ізохрон (див. рис. 9). Жовтою лінією показано границю пізньоміоценового неузгодження. Червоні стрілки в межах сейсмічних комплексів указують на ерозію порід, а чорні стрілки — на підшовне (трансгресивне) налягання осадових шарів на границю неузгодження. *Скорочення:* В. Міо—Гол. — верхній міоцен — голоцен; С.-В. Міо — середній та верхній міоцен; Н. Міо — нижній міоцен (верхня частина майкопських відкладів); В. Ео — верхній еоцен; Пал.—С. Ео — палеоцен — середній еоцен; В. Кр — верхня крейда; Рифт — рифтовий комплекс ранньої та пізньої крейди. Скорочені назви розломів (чорним кольором): ЕР — Евксинський; СТР — Сулінсько-Тарханкутський. Скорочені назви тектонічних елементів (білим кольором) такі самі, як і на рис. 2.

Fig. 3. Interpreted seismic reflection profile A—A' (a) and (b) a simplified paleotectonic reconstruction of basin structure along the profile during Cretaceous rifting. No depth scale is applicable for the reconstruction. The location of the profile is shown in Figs 2, 7—9. The white line marks the surface of pre-Late Eocene sediments, for which an isochron map is constructed (Fig. 9). The yellow line shows the Late Miocene unconformity. Red arrows within seismic sequences indicate erosion of rocks, and black arrows indicate transgressive overlapping of sedimentary layers of the erosion surfaces. Abbreviation: В. Міо—Гол. — upper Miocene to Holocene; С.-В. Міо — middle and upper Miocene; Н. Міо — lower Miocene (upper part of Maykopian sediments); Олігоцен — Oligocene; В. Ео — Upper Eocene; Пал. — С. Ео — Paleocene to Middle Eocene; В. Кр — Upper Cretaceous; Рифт — the Early and Late Cretaceous rift complex. Abbreviated names of faults (in black): ЕР — Euxinian; СТР — Sulino — Tarkhankutskiy. The abbreviated names of tectonic elements (in white) are the same as in Fig. 2.

Український сектор складає приблизно четверту частину усієї акваторії Чорного моря (див. рис. 1). Тому репрезентовані в цій статті результати досліджень можуть істотно сприяти виконанню подальших тектонічних і палеогеографічних реконструкцій та удосконаленню існуючих геодинамічних моделей для всього Чорноморського регіону й Паратетису загалом.

**Вихідні дані та методика досліджень. Сейсмічні дані та їх характеристика.** Основою для проведених досліджень стали результати інтерпретації регіональних (проекти UBS-94 та BS-05) і зональних сейсмічних профілів методу спільної глибинної точки (МСГТ) загальною довжиною більш як 30000 км (рис. 2). Деякі результати сейсмічної інтерпретації вже було наведено в публікаціях [Стовба и др., 2003; Хрящевская и др., 2007, 2009; Стовба, Попадюк, 2009; Stovba et al., 2009, 2013, 2017a, б, 2020; Khriachtchevskaia et al., 2009, 2010]. Основні відомості стосовно методики морських сейсмічних спостережень викладені в роботах [Стовба и др., 2003; Sydorenko et al., 2016].

У межах шельфових ділянок та більшої частини глибоководної акваторії часові сейсмічні розрізи висвітлюють будову

всієї товщі осадового чохла Чорного моря (рис. 3—6). У найглибших частинах ЗЧБ і СЧБ низи осадового чохла вдалося вивчити тільки завдяки сейсмічним розрізам проекту BS-05. Це зумовлено тим, що час реєстрації сейсмічних коливань при виконанні інших сейсмічних досліджень було обмежено 9 с, тоді як при виконанні робіт у глибоководній частині моря за проектом BS-05 час реєстрації становив 15 с.

На багатьох ділянках, зокрема у Західночорноморській западині та на континентальному схилі, якість часових розрізів в інтервалі, що висвітлює будову низів осадового чохла, є невисокою. Це зумовлено низькою амплітудою відбиттів від цільових горизонтів стосовно амплітуди нерегулярних хвиль-завад і кратних відбиттів. У зоні сучасного континентального схилу та на ділянках із сильно дислокованими осадовими комплексами на часових розрізах виявляються також інтенсивні бічні хвилі від площини розривних порушень та кратні відбиття, що не були послаблені у процесі цифрової обробки сейсмічних матеріалів. На таких ділянках сейсмічна кореляція виконана умовно. При цьому враховано особливості хвильового поля та геометрія цільових го-

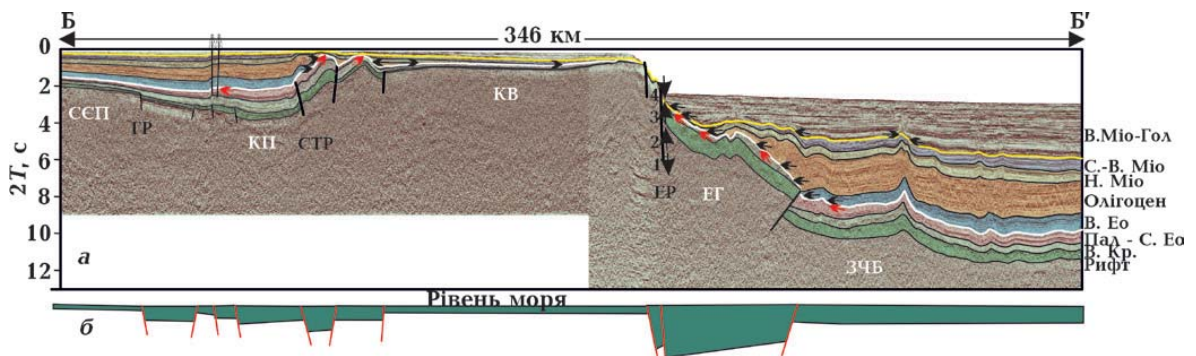


Рис. 4. Проінтерпретований сейсмічний профіль Б—Б' (а) та спрощена (немасштабна) палеотектонічна реконструкція уздовж профілю на кінець крейдового рифтогенезу (б). Розташування профілю показано на рис. 2, 7—9. Чорними стрілками позначено рухи уздовж площини Евксинського розлому під час: 1 — рифтової фази, 2 — еоценової інверсії, 3 — пізньоміоценової інверсії, 4 — розтягу під час кватеру; РГ — розлом Голіцина. Інші умовні позначення і скорочення такі самі, як і на рис. 2 і 3.

Fig. 4. Interpreted seismic reflection profile Б—Б' (a) and a simplified paleotectonic reconstruction of basin structure along the profile during Cretaceous rifting (b). No depth scale is applicable for the reconstruction. The location of the profile is shown in Figs 2, 7—9. Black arrows show directions of movements of the hanging wall of the Euxinian Fault during: 1 — Cretaceous rifting; 2 — Eocene compression; 3 — late Miocene compression; 4 — Quaternary extension; РГ — Golitsyn Fault. All other symbols and abbreviations are the same as in Figs 2, 3.



ризонтів на сусідніх сейсмічних профілях.

Основними типами неузгоджень, що розпізнаються у хвильовому полі часових сейсмічних розрізів і що відображають особливості осадоконагромадження та деформацій осадового чохла на різних етапах тектонічного розвитку території досліджень, є тектонічні порушення, підшовні налягання, покривельні прилягання, стратиграфічні виклинювання, клиноформи, ерозійні зрізи та врізи.

**Стратифікація сейсмічних горизонтів.** Найдавнішими породами, пройденими кількома свердловинами на Одеському шельфі, є архейсько-протерозойські метаморфізовані породи та інтрузивні комплекси фундаменту Східноєвропейської платформи [Тектоника..., 1988]. Нижньодевонські та верхньосилурійські вапняки, що розкриті свердловиною Морська-1 на острові Зміїний, є найдавнішими осадовими породами, виявленими на північно-західному шельфі (див. рис. 2) [Геология..., 1984, 1985; Сулимов, 2001]. Тріасові, юрські та неоком-аптські породи розкриті всього кількома свердловинами [Гожик та ін., 2006; Хрящевська и др., 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010]. Деякі дослідники вважають, що осадові товщі Каркінітського прогину перекривають фундамент Скіфської плити [Геология...,

1984, 1987]. Однак геологічні дані, які б підтверджували це, відсутні. Тому питання віку осадових товщ, що безпосередньо перекривають кристалічний фундамент у Каркінітському прогині, є дискусійним. Різні автори розглядають його в часовому інтервалі від палеозою до тріасу—юри [Геология..., 1984; Nikishin et al., 1998; Хрящевская и др., 2007, 2009].

Вікова прив'язка сейсмічних горизонтів і комплексів на Одеському (північно-західному) шельфі виконана за даними стратиграфії розрізів більше як 40 параметричних і пошукових свердловин, розташування яких показано на рис. 2. Незважаючи на проблеми з датуванням осадових шарів, що залишились навіть після перегляду даних буріння [Гожик та ін., 2006; Хрящевская и др., 2009], наявні свердловини дали змогу ідентифікувати цільові відбиття на всій площі Одеського шельфу у стратиграфічному діапазоні від альбських нижньої крейди до пліоцен-плейстоценових (див. рис. 3, 4). Сейсмічні відбиття від осадових шарів, давніших за альбські, на сейсмічних розрізах фіксуються лише спорадично, що унеможливає їхнє безперервне простеження навіть у межах одного тектонічного елемента.

Відсутність морських свердловин створює основну проблему при стратифікації

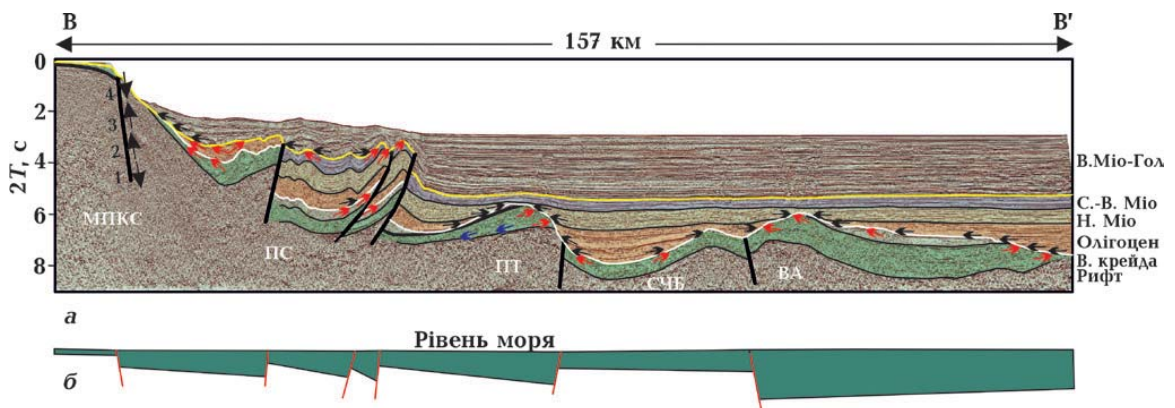


Рис. 5. Проінтерпретований сейсмічний профіль В—В' (а) та спрощена (немасштабна) палеотектонічна реконструкція вздовж профілю на кінець крейдового рифтогенезу (б). Розташування профілю показано на рис. 2, 7—9. Умовні позначення і скорочення такі ж, як і на рис. 2—4.

Fig. 5. Interpreted seismic reflection profile В—В' (а) and a simplified paleotectonic reconstruction of basin structure along the profile during Cretaceous rifting (б). No depth scale is applicable for the reconstruction. The location of the profile is shown in Figs 2, 7—9. All other symbols and abbreviations are the same as in Figs 2, 3.

сейсмічних комплексів і сейсмічних границь у глибоководній частині Чорного моря. Ця проблема загострюється через неможливість безперервної кореляції стратифікованих відбиттів із північно-західного шельфу в глибоководну частину моря внаслідок різкого скорочення товщини та іноді повного виклинювання осадових комплексів на Каламітському валу, Крайовому уступі, північній окраїні ЗЧБ, а також наявності тектонічних порушень у межах сучасної кромки шельфу (див. рис. 3, 4).

Для вирішення проблеми стратифікації сейсмічних комплексів у глибоководній частині моря ми виконали порівняльний аналіз хвильового поля на часових сейсмічних розрізах, що висвітлюють будову ЗЧБ та центральної частини Каркінітського прогину. У цих частинах Чорного моря поширені найпотужніші різновікові осадові комплекси, що не зазнали постседиментаційних деформацій та ерозії. Такий підхід дав можливість ідентифікувати

сейсмічні комплекси, що характеризуються подібними особливостями сейсмічного запису як на шельфі, так і в глибоководній частині моря. Логічне припущення про те, що головні фази тектонічних рухів під дією регіонального стиснення відбувалися одночасно на всій північній частині Чорного моря, допомогло розпізнати одновікові границі кутових неузгоджень на ділянках, де ці рухи зумовили деформації осадового чохла [Stovba et al., 2020].

Для стратифікації сейсмічних відбиттів верхньої частини розрізу (до підшови еоцену включно) на Прикерченському шельфі використано дані буріння свердловин, пробурених на структурі Субботіна (див. рис. 2) [Єгер та ін., 2008; Stovba et al., 2009]. Дані цих свердловин, безперервна кореляція вже стратифікованих сейсмічних відбиттів на великі відстані та методичні підходи, використані для вікової ідентифікації сейсмічних комплексів у Західно-чорноморській западині, були застосовані

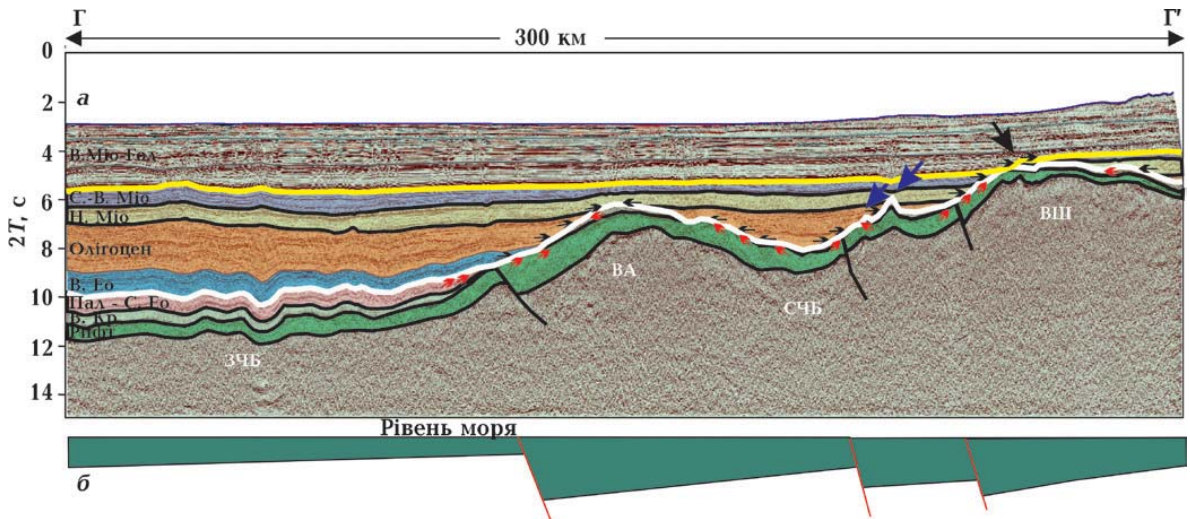


Рис. 6. Проінтерпретований сейсмічний профіль Г—Г' (а) та спрощена (немасштабна) палеотектонічна реконструкція уздовж профілю на кінець крейдового рифтогенезу (б). Розташування профілю показано на рис. 2, 7—9. Великі сині стрілки вказують на можливі залишки масивів порід, що збереглися від повного розмиву. Велика чорна стрілка вказує на неузгодження, що виникло в результаті інверсійних рухів валу Шатського під час пізньоміоценового стиснення. Усі інші умовні позначення і скорочення такі самі, як і на рис. 2 і 3.

Fig. 6. Interpreted seismic reflection profile Г—Г' (a) and a simplified paleotectonic reconstruction of basin structure along the profile during Cretaceous rifting (b). To depth scale is applicable for the reconstruction. The location of the profile is shown in Figs 2, 7—9. The large blue arrows point to possible remnants of rock masses that have survived complete erosion. The large black arrow points to an unconformity that occurred due to the inversion movements of the Shatsky High during Late Miocene compression. All other symbols and abbreviations are the same as in Figs 2, 3.



і для ототожнення сейсмічних відбиттів у східній частині українського сектора моря, зокрема на валах Андрусова та Шатського, у Східночорноморській западині, прогині Сорокіна та на морському продовженні кримських складок.

Для підтвердження достовірності сейсмічної інтерпретації у глибоководній частині моря ключову роль відіграли дані щодо вивчення зразків корінних порід, зібраних на північному континентальному схилі за допомогою драгування морського дна, геологічного картування підводних відслонень із застосуванням підводних апаратів, буріння неглибоких картувальних свердловин завглибшки до 15 м [Шнюков и др., 1997, 2003; Иванников и др., 1999; Иванников, Ступина, 2003; Шнюков, Зиборов, 2004]. Точки відбору зразків порід показано на рис. 2. Вік більшості тих зразків порід, що віднесені до тріас-ранньоюрських (таврійська серія) та середньоюрських, свого часу був визначений завдяки подібності їхнього літологічного складу до складу порід широко поширених у відслоненнях Гірського Криму [Шнюков и др., 1997, 2003; Иванников и др., 1999, 2003; Шнюков, Зиборов, 2004]. Декілька зразків гірських порід вважаються кам'яновугільними. Вони підняті з материкового схилу на південний захід та південь від Криму [Шнюков и др., 1997]. Однак у 2010—2013 рр. під час проведення робіт із складання нової геологічної карти Гірського Криму за результатами фауністичного визначення віку відібраних із відслонень зразків порід таврійської серії та порід, раніше віднесених до середньоюрських, ці породи мають бути датовані альбським віком ранньої крейди [Popadyuk et al., 2013; Попадюк та ін., 2013, 2015; Попадюк и др., 2015]. Те, що в центральній і східній частинах Гірського Криму породи таврійської серії сформувались не раніше ранньої крейди, підтвердили додаткові палеонтологічні дані [Sheremet et al., 2016a, б]. З огляду на нові дані для Криму при зіставленні даних геологічного картування морського дна та результатів інтерпретації сейсмічних профілів на ділянках відбору зразків порід було прийнято, що всі зібрані

з морського дна зразки порід, раніше віднесені до таврійської серії та середньоюрського розрізу, насправді мають альбський вік ранньої крейди (див. рис. 2).

**Сейсмічні (сейсмостратиграфічні) комплекси.** На сейсмічних розрізах (див. рис. 3—6) показано вісім сейсмічних комплексів, сформованих під час рифтогенезу в крейді (альб—сеноман) і на пострифтової стадії в турон—маастрихті пізньої крейди, палеоцені—середньому еоцені, пізньому еоцені, олігоцені (ранньомайкопський час), ранньому міоцені (пізньомайкопський час), середньому міоцені та з пізнього міоцену до нинішнього часу. Границю між олігоценовою та нижньоміоценовою товщами на сейсмічних розрізах визначено з деяким наближенням, тому що навіть у свердловинах, пробурених на морі та узбережжі, відсутні однозначні фауністичні та літологічні критерії для впевненого розчленування майкопської товщі за віком її складових частин [Геология..., 1969, 1984, 1985; Гожик та ін., 2006; Хрящевская и др., 2009].

#### **Побудова карт і палеорекоконструкції.**

За результатами сейсмічної інтерпретації побудовано більше як 10 карт ізохрон (ліній рівних значень подвійного часу пробігу сейсмічних хвиль від поверхні моря до цільової поверхні) та ізохор (товщин у часовому вимірі; ліній рівних значень подвійного часу пробігу сейсмічних хвиль між подошвою та покрівлею осадового комплексу), що характеризують будову поверхонь, товщин та ареал поширення осадових товщ у межах досліджуваної акваторії. Структурні карти та карти товщин побудовані в часовому, а не в глибинному домені через відсутність на цьому етапі досліджень достовірних швидкісних моделей осадового чохла для різних структурно-тектонічних зон глибоководної частини моря та окремих ділянок мілководного шельфу. Більшість цих карт вже опубліковано [Stovba et al., 2020].

З метою поглибленої характеристики будови і тектонічної еволюції північної частини Чорного моря та Кримського півострова побудовано серію палеогеологіч-

них карт [Stovba et al., 2017a]. Для побудови цих карт використано дані інтерпретації морських сейсмічних розрізів, опубліковані геологічні та палеогеологічні карти Кримського півострова [Геология ..., 1969; Геологическая ..., 1973], Кримських гір [Попадюк та ін., 2013, 2015; Popadyuk et al., 2013] та інша геологічна інформація з різних частин Кримського півострова та чорноморського шельфу, в тому числі дані щодо літології та віку осадових порід піднятих з морського дна [Шнюков и др., 1997, 2003; Иванников и др., 1999; Шнюков, Зиборов, 2004; Иванников, Ступина, 2003].

Для визначення змін берегової лінії моря у часі із середини крейди до початку пізнього міоцену виконано палеогеографічні реконструкції у вигляді серії спрощених палеогеографічних карт. Вихідними даними для побудови цих карт стали результати інтерпретації морських сейсмічних профілів, за якими було визначено межі поширення сейсмічних комплексів і типи кутових неузгоджень між осадовими комплексами (ерозійне зрізання нижнього комплексу й трансгресивне налягання на ерозійну поверхню більш молодого осадового комплексу, як показано на рис. 3—6). Для палеогеографічних реконструкцій у межах Кримського півострова використано добре відомі геологічні дані щодо поширення відповідних седиментаційних комплексів та характеру їхнього залягання поблизу межі їх поширення (ерозійний або седиментаційний) (див., наприклад [Геология..., 1969]).

З усієї кількості та різноманітності побудованих карт у наступних розділах (нижче) демонструються лише ті з них, що потрібні для ілюстрації результатів робіт на тему цієї статті.

**Результати робіт. Крейдовий рифтогенез.** Згідно з наявною геолого-геофізичною інформацією, що підтверджується зокрема й результатами чисельного моделювання, рифтовий етап відбувався приблизно з альбського часу ранньої крейди до кінця сеноманського часу пізньої крейди одночасно на всій акваторії українського сектора Чорного моря та в Криму [Stovba et

al., 2020; Stephenson, Stovba, 2022; Стовба та ін., 2023]. Не виключено, що на обмежених ділянках моря тектонічна активність проявлялась ще в туронський час пізньої крейди. Про це свідчать знахідки вулканічних порід того віку на півдні Криму та на Керченському півострові [Nikishin et al., 2003]. Проте, фактичних даних для визначення остаточного часу припинення рифтових процесів ще не достатньо.

Максимальна глибина залягання піддошви альб-сеноманського рифтового комплексу визначена в центральній частині ЗЧБ, де вона становить 15,5—16,5 км (12,0 с; рис. 3, 4, 6). У СЧБ максимальна глибина її залягання становить 12,5—13,5 км (~10 с; рис. 5, 6). Найменші глибини залягання піддошви рифтового комплексу спостерігаються на Каламітському валу та на південь від Гірського Криму. На багатьох ділянках континентального схилу породи рифтового комплексу виходять на поверхню морського дна або перекриваються тонким шаром пліоцен-четвертинних відкладів (див. рис. 3—6). Крім сейсмічних матеріалів про це свідчать дані відбору зразків порід із дна моря (див. рис. 2).

Під час рифтогенезу на всій території досліджень формувались протяжні системи грабенів та напівграбенів (односторонніх грабенів), відокремлених один від одного скидами з амплітудою від декількох десятків метрів до 1—3 км і більше (див. рис. 3, б—6, б, 7). Відповідно товщина крейдових рифтових відкладів у (напів)грабенах становить від 1 до 3 км. Формування (напів)грабенів є типовим для рифтового етапу формування осадових басейнів, коли інтенсивне розтягнення земної кори приводить до формування розломів у дорифтовому осадовому комплексі і кристалічному фундаменті. Рифтові скиди та (напів)грабени мали вирішальний вплив на всю подальшу геологічну еволюцію Чорноморського регіону. Системи крейдових (напів)грабенів утворили на території досліджень три великі за розмірами рифтові басейни (рис. 7).

Один із субширотних рифтових басейнів, який нижче названо Каркінітсько-

Губкінським, сформувався на Одеському шельфі і охоплював сучасні площі Каркінітського прогину, Крилівсько-Зміїної зони підняття, валу Губкіна та Сулинської депресії. Продовженням цього рифтового басейну в Криму вочевидь є Північно-кримський палеорифтовий басейн (див. рис. 7). Сучасний Каркінітський прогин на рівні крейдового рифтового комплексу відокремлений від південного схилу Східноєвропейської платформи розломом Голіцина, який має південне падіння та амплітуду 1—2 км (див. рис. 4, 7). Зчленування прогину з Каламітським валом,

який у першому наближенні можна розглядати як південний борт Каркінітського рифтового прогину, проходить по крайньому південному в межах шельфу скиду північного падіння. Амплітуда цього скиду поступово згасає у західному напрямку. У свою чергу, Крайовий уступ під час рифтогенезу був піднятим крилом протяжного напівграбену, що сформувався уздовж Сулинсько-Тарханкутського розлому на місці сучасного валу Губкіна (див. рис. 3, б, 7). Про це свідчать закономірне збільшення товщини синрифтових відкладів із Крайового уступу в напрямку склепінної

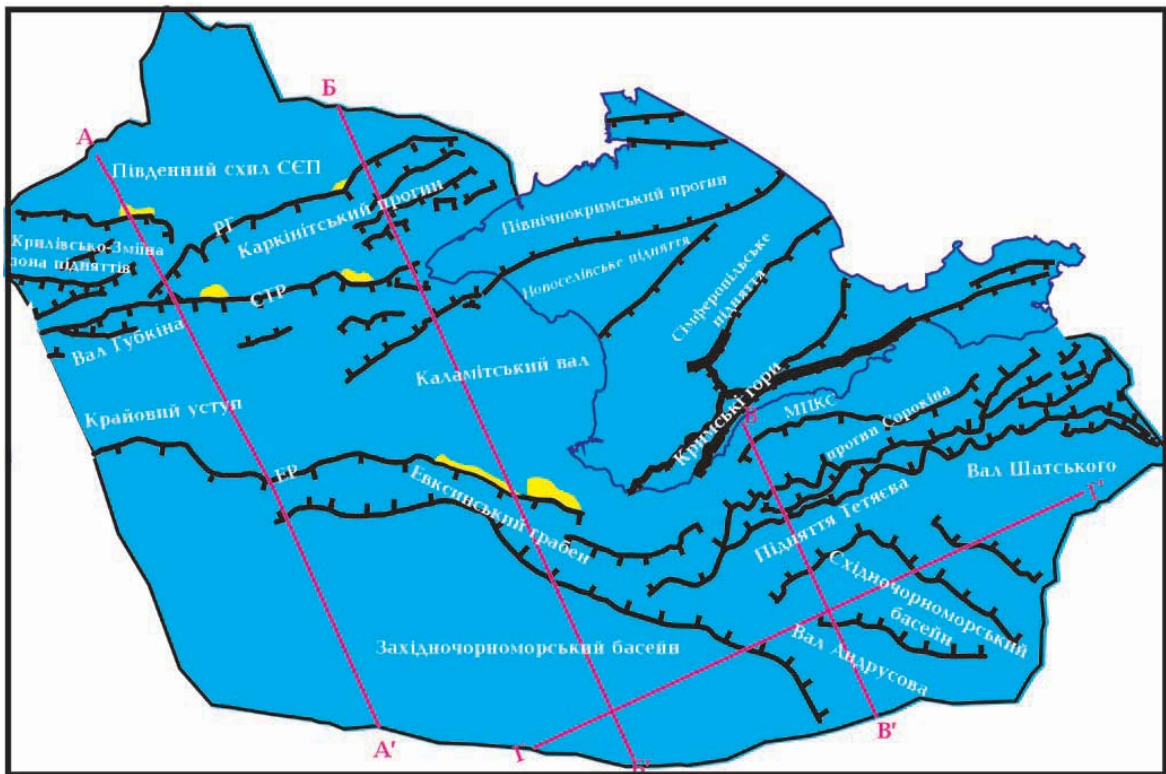


Рис. 7. Спрощена палеотектонічна реконструкція на кінець рифтової фази. Поширення головних рифтових розломів у рифтовому і дорифтовому осадових комплексах та в кристалічному фундаменті показано чорними лініями, морські умови осадонагромадження — блакитним кольором, підняті крила рифтових скидів, що під час рифтогенезу залишались вище рівня моря та зазнали ерозії, — жовтим кольором. Розташування рифтових розломів у межах Кримського півострова запозичені з публікацій [Stovba et al., 2017a, б]. Червоні лінії — розташування сейсмічних профілів, що демонструються на рис. 3—6. Скорочені назви розломів такі самі, як і на рис. 3, 4.

Fig. 7. Simplified paleotectonic reconstruction showing the distribution of rift faults and regional tectonic units during the Cretaceous rifting. The distribution of the main rift faults in the rift and pre-rift sedimentary sequences and in the crystalline basement is shown by black lines. Marine conditions of sedimentation are shown in blue. The footwalls of rift faults, which were emergent above sea level during rifting and were subject to erosion, are shown in yellow. The locations of rift faults within the Crimea Peninsula are taken from Stovba et al. [2017a, б]. The red lines show the location of the seismic profiles shown in Figs 3—6. The abbreviated names of the faults are the same as in Figs 3, 4.



частини валу Губкіна, а також типовий для напівграбенів характер напластування альб-сеноманських відкладів (див. рис. 3). Під час кайнозойських деформацій напівграбен був сильно інвертований і утворив сучасний вал Губкіна.

Каламітський вал і Крайовий уступ мають відносно невелику товщину синрифтових відкладів, які майже не порушені синрифтовими та пострифтовими деформаціями осадового чохла (див. рис. 3, 4). Подібні особливості є типовими для бортих більшості рифтових басейнів. Отже, до початку кайнозойських деформацій Крайовий уступ являв собою західне продовження Каламітського валу й разом із ним формував південний борт єдиного Каркінітсько-Губкінського рифтового басейну.

Ще одна сильно інвертована під час кай-

нозою частина Каркінітсько-Губкінського рифтового басейну включає Кілійсько-Зміїну зону підняття і Сулинський прогин, які під час рифтогенезу утворилися у вигляді системи (напів)грабенів, що відокремлювалися один від одного рифтовими скидами північного та південного падіння (див. рис. 3, б, 7).

Другий протяжний субширотний рифтовий басейн включав сучасні території підняття Тетяєва, прогину Сорокіна, півводного продовження кримських складок та, очевидно, Кримських гір. Третій рифтовий басейн простягався з північного заходу на південний схід та охоплював території Евксинського грабену, валу Андрусова, СЧБ та валу Шатського (див. рис. 7). Амплітуда рифтових скидів у цих двох басейнах становила від кількох сотень метрів до 2—3 км і більше (див. рис. 3—6).

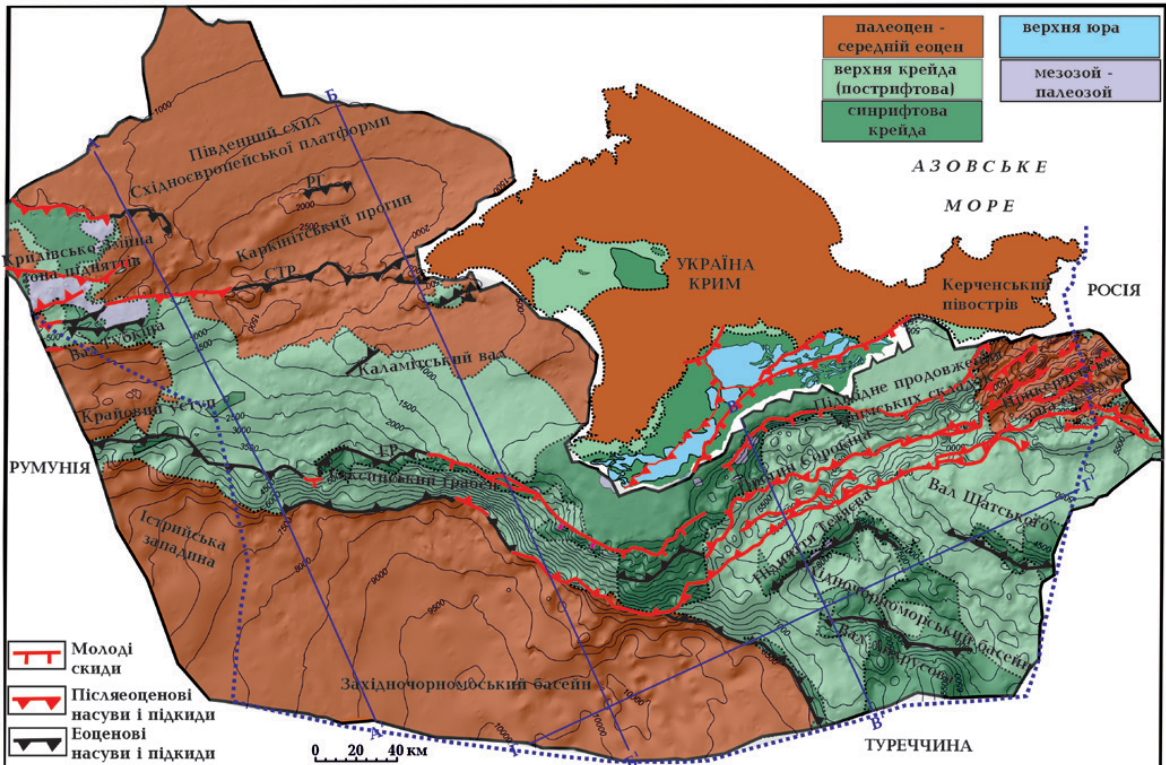


Рис. 8. Геологічна карта поверхні допізньеоценових відкладів. Розривні порушення в Криму показано лише в межах Гірського Криму, за даними [Stovba et al., 2017a, б]. Чорні лінії — ізохрони поверхні допізньеоценових відкладів. Скорочені назви розломів такі самі, як і на рис. 3, 4.

Fig. 8. Geological map of the surface of pre-Late Eocene sediments. Faults in Crimea are shown only within the Crimean Mountains, according to [Stovba et al., 2017a, б]. The isochrones of the surface of the pre-late Eocene sediments are shown as black lines. The abbreviated names of faults are the same as in Figs 3, 4.

Сучасна товщина синрифтових відкладів становить від 1 до 3 км, що можна порівняти з товщиною синрифтового комплексу у Каркінітсько-Губкінському рифтовому басейні. Слід зазначити, що під час кайнозойських деформацій на багатьох ділянках цих двох басейнів рифтовий комплекс був частково або навіть повністю розмитий разом зі своїм пострифтовим осадовим перекриттям, як це можна побачити на геологічній карті (рис. 8).

Евксинський грабен розміщується на півночі сучасної Західночорноморської западини і є, очевидно, складовою рифтового басейну, що тягнувся з північного заходу на південний схід (див. рис. 7). Його ширина змінюється від 15 до 35 км. Під час рифтогенезу Евксинський грабен відокремлювався від Каламітського валу та Крайового уступу великоамплітудним однойменним розломом південного падіння (див. рис. 3, б, 4, б). Отже, Каламітський вал і Крайовий уступ можна разом розглядатися одночасно і як південний борт Каркінітсько-Губкінського палеорифту, і як північний борт протяжного Евксинського грабену. Вертикальна амплітуда Евксинського розлому на час рифтової фази дорівнювала 2 км і більше. Під час кайнозойських деформацій Евксинський грабен був сильно інвертований та еродований, тому на часових розрізах нині він має вигляд крила ЗЧБ. За сейсмічними даними Евксинський розлом простежується майже до берегової лінії крайньої західної частини Кримського півострова (див. рис. 7). Продовженням Евксинського розлому в Криму є, очевидно, розгалужена система рифтових розломів, що формувалися на місці сучасного Гірського Криму [Stovba, Khriachtchevskaia, 2011; Stovba et al., 2013, 2017a, б; Стовба та ін., 2023].

Скид північного падіння, який в альбі—сеномані відокремлював південну частину Евксинського грабену від Західночорноморської западини, у східній частині мав амплітуду від перших сотень метрів до 1,5—2 км. У західному напрямку його амплітуда поступово зменшувалася до повного згасання (див. рис. 7). На південь від

південно-західного краю Кримського півострова це тектонічне порушення розгалужується на кілька розломів, які у східній частині моря входять до складу двох основних систем рифтових структур субширотного та південно-східного простягання (див. рис. 7).

Під час рифтогенезу в межах сучасних валу Андрусова, Східночорноморської западини та валу Шатського сформувалися грабеноподібні структури, що відокремлювалися одна від одної коровими розломами південно-східного простягання та вертикальною амплітудою 1—2 км і більше (див. рис. 5, б, 6, б, 7). Найінтенсивніші низхідні рухи в межах валу Андрусова відбулись уздовж розлому, який на рівні крейдового рифтового комплексу відокремлює цей вал від Західночорноморської западини (див. рис. 6, б, 7). Східна частина ЗЧБ, що межує із сучасним валом Андрусова, в альб-сеноманський час являла собою підняте крило цього розлому (рис. 6, б, 7). У частині Західночорноморської западини, що належить до українського сектора Чорного моря, великоамплітудні рифтові розломи не зафіксовані (див. рис. 3, 4, 7). Винятком є згадані вище розломи, що призвели до формування Евксинського грабену на півночі та грабену на місці сучасного валу Андрусова на сході. Горбистість підосви синрифтового комплексу та деякі характеристики хвильового поля дають можливість припустити прояв розривної тектоніки в ЗЧБ під час альб-сеноманського рифтогенезу. Цілком імовірно, що частина западини, яка розміщується в українському секторі моря, на рифтовому етапі була піднятим крилом значних за розміром напівграбенів, опущені крила яких знаходяться в румунських, болгарських і турецьких водах Чорного моря.

Протяжні субширотні (напів)грабени, які в альб-сеноманський час формувалися унаслідок розтягнення земної кори на місці прогину Сорокіна, валу Тетяєва та морського продовження кримських складок, відокремлювалися один від одного високоамплітудними скидами північного падіння. Водночас морське продовження

кримських складок відокремлювалось від сучасного Гірського Криму скидом південного падіння (див. рис. 5, б). Згідно з даними польових досліджень на території Гірського Криму під час крейдового рифтогенезу також формувались переважно субширотно орієнтовані (напів)грабени, що були складовими елементами північної частини більш широкого рифтового басейну [Stovba et al., 2013, 2017a, б]. Головні рифтові розломи в межах Гірського Криму мають переважно південне падіння (див. рис. 7). Ширина крейдового рифтового басейну з урахуванням його сухопутної та морської частин Гірського Криму, прогину Сорокіна та валу Тетяєва становить від 60 до 120 км, а ширина частини субширотно рифтового басейну, яка на цей час прихована водами Чорного моря, варіює від 50 до 80 км (див. рис. 7).

З огляду на особливості формування розглянутих вище протяжних рифтових басейнів та їх складових у вигляді (напів)грабенів можна зробити висновок, що основні депоцентри синрифтового осадо-нагромадження та магматизму в альбі—сеномані розміщувалися на валах Андрусова та Шатського, піднятті Тетяєва, поблизу розломів, що обмежують Евксинський грабен з півдня і півночі, уздовж великоамплітудних розломів Каркінітсько-Губкінського палеорифту та прогину Сорокіна, а також на території Кримських гір та їх підводного продовження. Це підтверджується інтерпретацією сейсмічних профілів (див. рис. 3—6), картою ізопакіт рифтового комплексу, репрезентованою у публікаціях [Stovba et al., 2020; Stephenson, Stovba 2022; Стовба та ін., 2023], даними геологічних досліджень у Криму [Poradyuk et al., 2013; Stovba et al., 2013, 2017a, б], даними буріння на Одеському шельфі, а також драгуванням морського дна (див. рис. 2) та розрізом свердловини Sinop-1, пробуреною на валу Андрусова в турецькій економічній зоні Чорного моря [Tari, Simmons, 2018]. Останні два аргументи стосуються щонайменше виявів інтенсивного крейдового вулканізму, пов'язаного з рифтовими процесами, на валу Андрусова, в Евксин-

ському грабені та на сучасному континентальному схилі на південь від Криму.

**Пасивне термічне (пострифтове) занурення.** Розтягнення земної кори у північній частині Чорного моря поступово припинилось у першій половині пізньої крейди. Наступний етап тектонічної еволюції, приблизно з туронського часу пізньої крейди до кінця середнього еоцену, характеризувався пасивним термічним (пострифтовим) зануренням всієї території досліджень [Stovba et al., 2020]. На відміну від рифтового, осадоагромадження в цей час відбувалось у спокійних умовах без будь-яких ознак впливу активних тектонічних процесів. На сейсмічних розрізах цьому етапу відповідають турон—маастрихтський комплекс верхньої крейди та палеоцен — середньоеоценовий комплекс (див. рис. 3—6), що були поширені на всій північній частині Чорного моря та Кримському півострові. Ці два пострифтові комплекси були частково, а на значній території мілководного шельфу, континентального схилу та східної частини Чорного моря навіть повністю розмиті внаслідок постседиментаційного піднімання осадових порід вище рівня моря під час фаз регіонального стиснення у кайнозої. Саме тому сучасні межі цих комплексів є ерозійними (див. рис. 3—6, 8).

На ділянках, де верхньокрейдові та палеоцен-середньоеоценові пострифтові відклади збереглися повністю або частково, характер хвильового поля відповідних сейсмічних комплексів у глибоководній і мілководній частинах моря вказує на субгоризонтальне залягання осадових товщ без видимих ознак стратиграфічних чи кутових неузгоджень та різких змін потужності (див. рис. 3—6). Усі розривні та плікативні дислокації, що ускладнюють турон-маастрихтський та палеоцен-середньоеоценовий осадові комплекси, є наслідком постседиментаційних тектонічних процесів.

З туронського часу пізньої крейди до кінця середнього еоцену на місці Каркінітсько-Губкінського рифту формувалася синклінальний прогин (див. рис. 4), що є



типовою ознакою формування осадових басейнів на їхньому пострифтовому етапі. Північним бортом цього синклінального прогину слугував південний схил Східноєвропейської платформи, а південним — Каламітський вал та Крайовий уступ. На це вказує поступове зменшення товщин верхньокрейдових та палеоцен-середньоеоценових комплексів у північному та південному напрямках від осьової зони прогину, яка під час формування цих комплексів проходила приблизно вздовж Сулинсько-Тарханкутського розлому (див. рис. 4). Частина Каркінітсько-Губкінського прогину на південь від цього розлому та вся західна частина прогину зазнали інтенсивних деформацій під час кайнозойських фаз стиснення. Тому більша частина товщі крейдових та палеоцен-середньоеоценових порід тут не збереглася (див. рис. 3). Найбільші глибини залягання підосви цих двох пострифтових комплексів на північно-західному шельфі зафіксовано на ділянках, що зазнали найменшого впливу кайнозойських деформацій. Це стосується передусім сучасної осьової частини Каркінітського прогину, де підосва верхньокрейдового пострифтового комплексу залягає на глибині 6 км (4,3 с; див. рис. 4), а підосва палеоцен-середньоеоценового комплексу — на глибині 4,5 км (3,5 с). За цих обставин максимальна товщина верхньокрейдового пострифтового комплексу в осьовій зоні прогину досягає більш як 1,5 км, а палеоцен-середньоеоценового — 1,0 км.

Каламітський вал практично не зазнав розтягнення під час рифтогенезу (див. рис. 3), тому під час пострифтового занурення він був відносно стабільним блоком земної кори, що занурювався зі значно меншою швидкістю, ніж Каркінітський прогин на півночі та Евксинський грабен на півдні, для яких цей вал відіграв роль відповідно південного та північного борту. Істотне зменшення товщини турон-середньоеоценових відкладів на Каламітському валу порівняно з товщиною відкладів Каркінітського прогину (див. рис. 3) обумовлено як їх ерозією внаслідок

підняття цього валу вище рівня моря під час кайнозойських деформацій, так і нижчою швидкістю пострифтового занурення і навіть тимчасовою відсутністю осадоного громадження. Останнє явище властиве окраїнам мілководних пострифтових басейнів і викликане не тектонічними причинами, а є результатом евстатичних коливань рівня моря.

У глибоководній частині моря лише центральна частина ЗЧБ не зазнала деформацій під час кайнозойських фаз стиснення. Тому тут без змін збереглася вся товща верхньокрейдових та палеоцен-середньоеоценових порід (див. рис. 3, 4, 6). Однак у межах більшої частини інших структурних елементів верхньокрейдові і особливо палеоцен-середньоеоценові породи були сильно розмиті під час кайнозойських тектонічних подій, а на багатьох ділянках навіть зовсім не збереглися (див. рис. 5, 6, 8). Верхньокрейдово-середньоеоценовому розрізу в ЗЧБ властиве узгоджене залягання осадових шарів, що мають витримані літологічні характеристики на значних відстанях. Максимальна глибина залягання підосви верхньокрейдового пострифтового комплексу в ЗЧБ становить близько 14,4—15,5 км (11,5 с; див. рис. 3, 4, 6). Слід зазначити, що товщина верхньокрейдового та палеоцен-середньоеоценового пострифтових комплексів у ЗЧБ є порівнюваною з товщиною тих самих комплексів в осьовій зоні Каркінітського прогину. Таке ж спостереження стосується і тих ділянок прогину Сорокіна, де від розмиву в кайнозойі збереглася вся товща верхньокрейдових порід (див. рис. 5), і тієї частини моря на південь від Керченського півострова, де крім верхньокрейдових зберігся повний розріз палеоцен-середньоеоценових порід [Stovba et al., 2020].

**Тектонічні події в еоцені та їх наслідки.** Тектонічно спокійне пострифтове занурення північної частини Чорного моря було перервано кількома активними фазами тектонічних деформацій, зумовлених регіональним стисненням з кінця середнього еоцену до кінця міоцену [Finetti et

al., 1988; Стовба та ін., 2003; Стовба, Попадюк, 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010; Stovba et al., 2013, 2017a, б, 2020; Стовба та ін., 2018]. Найінтенсивніші складчасті деформації відбулися наприкінці середнього еоцену і в пізньому міоцені. Еоценове стиснення привело до видавлювання блоків земної кори вздовж площини крейдових рифтових розломів, формування високоамплітудних скидів, насувів й інтенсивних дислокацій в осадовому чохла (див. рис. 3—6). Особливо виразно зміни рельєфу відображено на структурній карті (карті ізохрон) поверхні допізньоеоценових порід (рис. 9). Сили стиснення в еоцені діяли в північно-східному напрямку, приблизно перпендикулярно до простягання валу Андрусова (рис. 10, б). Такий напрямок стиснення підтверджується даними польових робіт у Криму [Нурполіте et al., 2018] і Понтидах [Нурполіте et al., 2015]. Більшість рифтових розломів, особливо ті з них, що простягалися перпендикулярно до напрямку сил стиснення, зазнали часткової або навіть повної інверсії. Тому деякі з них перетворилися на підкиди і насиви навіть на рівні крейдових рифтових відкладів (див. рис. 3—6, 9). Імовірно, протягом пізнього еоцену напрямок сил стиснення змінився з північно-східного на північний. Це могло бути обумовлено зміненням режиму геодинамічних процесів, що відбувалися в той час на південній окраїні Євразії. Непрямим свідченням зміни напрямку дії компресійних сил є інтенсивні деформації осадового чохла на Одеському шельфі вздовж розломів, що простягаються в широтному напрямку, та практично повна відсутність молодших, ніж еоценових, деформацій уздовж розломів північно-східного напрямку в межах східної частини Чорного моря. Зазначимо, що багато структур, сформованих під час еоценової фази стиснення, починаючи з кінця палеогену зазнали подальших деформацій і структурно ліпше виражені, як це впливає з розгляду сейсмічних розрізів (див. рис. 3—5) і структурної карти поверхні допізньоеоценових відкладів (див. рис. 9), де чорним кольором позначено розломи, що припи-

нили свою активність до кінця еоцену, а червоним ті розломи, що активізувалися або утворилися під час тектонічних подій в післяеоценовий час.

На північно-західному шельфі інтенсивні еоценові деформації відбулися в усій західній частині Каркінітсько-Губкінського рифтового басейну [Khriachtchevskaia et al., 2010; Stovba et al., 2017a, б, 2020]. Завдяки розривним і плікативним дислокаціям, що супроводжувались субвертикальним підніманням блоків земної кори на 2 км і більше, на місці крейдових рифтових (напів)грабенів сформувалися вал Губкіна та Кілійсько-Зміїна зона підняття, розділених між собою Сулинським прогином (див. рис. 3, 8, 9). Значна частина рифтових і пострифтових порід у склепіннях складок, що утворилися, тривалий час перебувала вище рівня моря і була розмита. На деяких ділянках рифтовий осадовий чохол був повністю еродований і дорифтові мезозойські та палеозойські товщі залягають безпосередньо під тонким шаром міоцен-пліоценових відкладів (див. рис. 3, 8). Цей факт підтверджується даними буріння свердловини Морська-1, що розкрила нижньопалеозойські породи на острові Зміїний [Геологія..., 1984, 1985]. Ці породи в морській акваторії поблизу берегової лінії острова перекриті тонким шаром неогенових відкладів (див. рис. 3) і виходять на поверхню допізньоеоценових відкладів (див. рис. 8). На схід від валу Губкіна та Кілійсько-Зміїної складчастої зони інтенсивність деформацій осадового чохла поступово зменшувалась у напрямку до Кримського півострова. При цьому в східній частині Каркінітсько-Губкінського рифтового басейну наприкінці еоцену відбувалося конседиментаційне формування флексур та асиметричних антиклінальних складок уздовж головних рифтових розломів (див. рис. 4). Крейдово-середньоеоценові породи на флексурах і на крилах складок були розірвані підкидами та зазнали часткового розмиву в апікальних частинах багатьох антикліналей. Як показано у публікаціях [Robinson, Kerusov, 1996; Khriachtchevskaia et al., 2010], механізм формування локаль-

них складок на північно-західному шельфі узгоджується з концептуальною моделлю формування інверсійних структур в осадових рифтових басейнах в умовах тектонічного стискання [Cooper et al., 1989]. Тим самим механізмом можна пояснити формування більшості локальних структур, які починаючи з пізнього еоцену утворилися в інших структурно-тектонічних зонах північної частини Чорного моря, включаючи прогин Сорокіна [Stovba et al., 2020].

У східній глибоководній частині Чорного моря на місці крейдових рифтових структур, перекритих крейдово-середньо-еоценовими пострифтовими породами, під дією еоценового стиснення сформувалися вали Андрусова та Шатського, що являли собою протяжні та широкі складки, висота

яких стосовно поверхні моря могла сягати від 3 до 4 км, а можливо, й більше. Уздовж свого простягання ці вали, особливо вал Андрусова, були ускладнені структурами другого порядку у вигляді антиклінальних підняттів і синкліналей (див. рис. 9). Територія СЧБ також була піднята вище рівня моря і була міжгірською депресією між валами Андрусова та Шатського (див. рис. 6, 9).

Деформація осадового наповнення Евксинського грабену і підняття його вздовж корових розломів, що його обмежують, зумовили формування високоамплітудного валу, що простягався приблизно вздовж сучасного континентального схилу. Найбільші вертикальні рухи амплітудою від 1 до 4 км відбулися вздовж площини

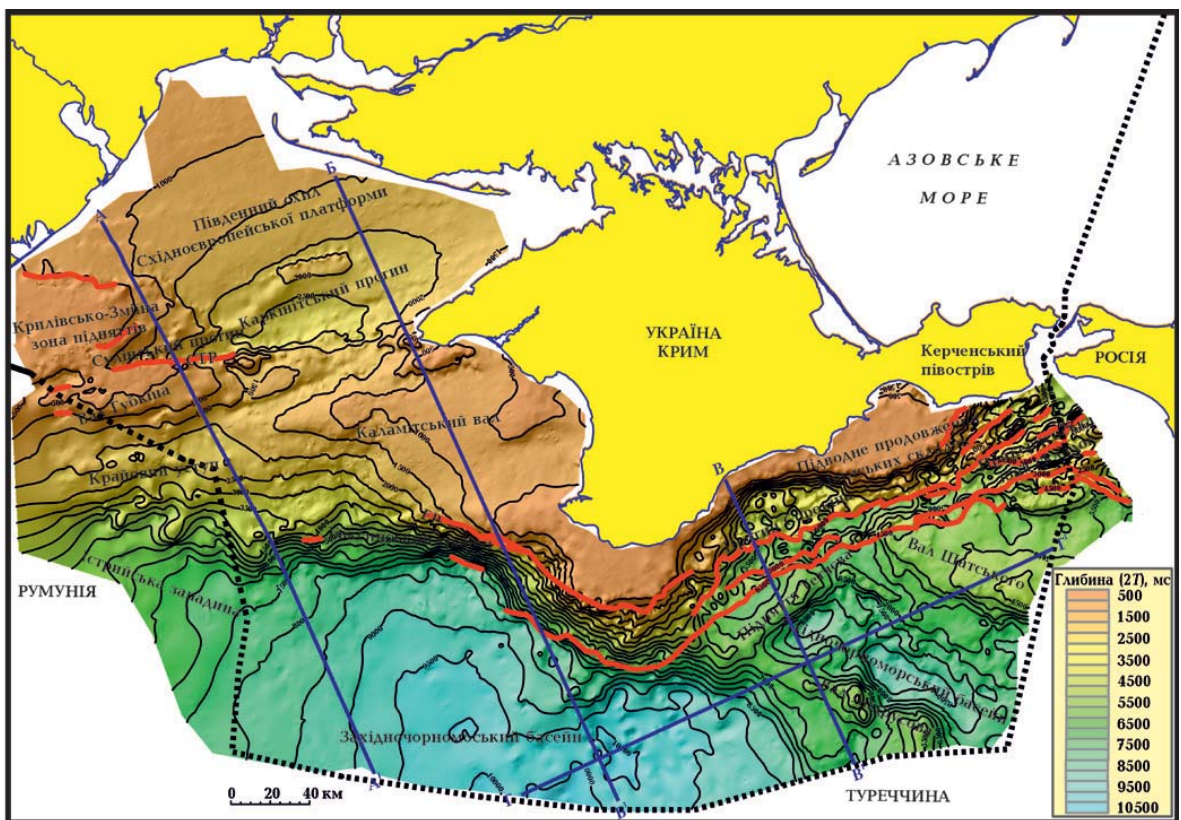


Рис. 9. Карта ізохрон поверхні (ліній рівних значень подвійного часу пробігу сейсмічних хвиль до цільової поверхні) допізньоеоценових відкладів. Червоними лініями показано насуви і підкиди, що сформувалися після еоцену і деформували поверхню допізньоеоценових відкладів. Профілі, що демонструються на рис. 4—7, показано синіми жирними лініями. Скорочені назви розломів такі самі, як і на рис. 3, 4.

Fig. 9. Structural map in isochrons (lines of equal values of seismic reflection two-way travel-time) of pre-Late Eocene deposits. The red lines show thrusts that formed after the Eocene and deformed the surface of pre-Late Eocene sediments. The profiles demonstrated in Figs 4—7 are shown by blue bold lines. The abbreviated names of faults are the same as in Figs 3, 4.



корового скиду, який під час крейдового рифтогенезу відокремив грабен від Каламітського валу та Крайового уступу (див. рис. 3—4, 9). Більшість осадового чохла Евксинського грабену була еродована (див. рис. 8) перед його повним зануренням під рівень моря в пізньому міоцені або навіть у голоцені, як це впливає з аналізу сейсмічних розрізів (див. рис. 3, 4). Отже, згаданий

грабен поступово перетворився, по суті, на північне крило ЗЧБ (див. рис. 9), зокрема й внаслідок асиметричного піднімання його північної та південної частин під час еоценового стиснення.

Унаслідок інверсійних рухів блоків земної кори вздовж площин рифтових розломів наприкінці еоцену відбулася перша фаза формування Гірського Криму,

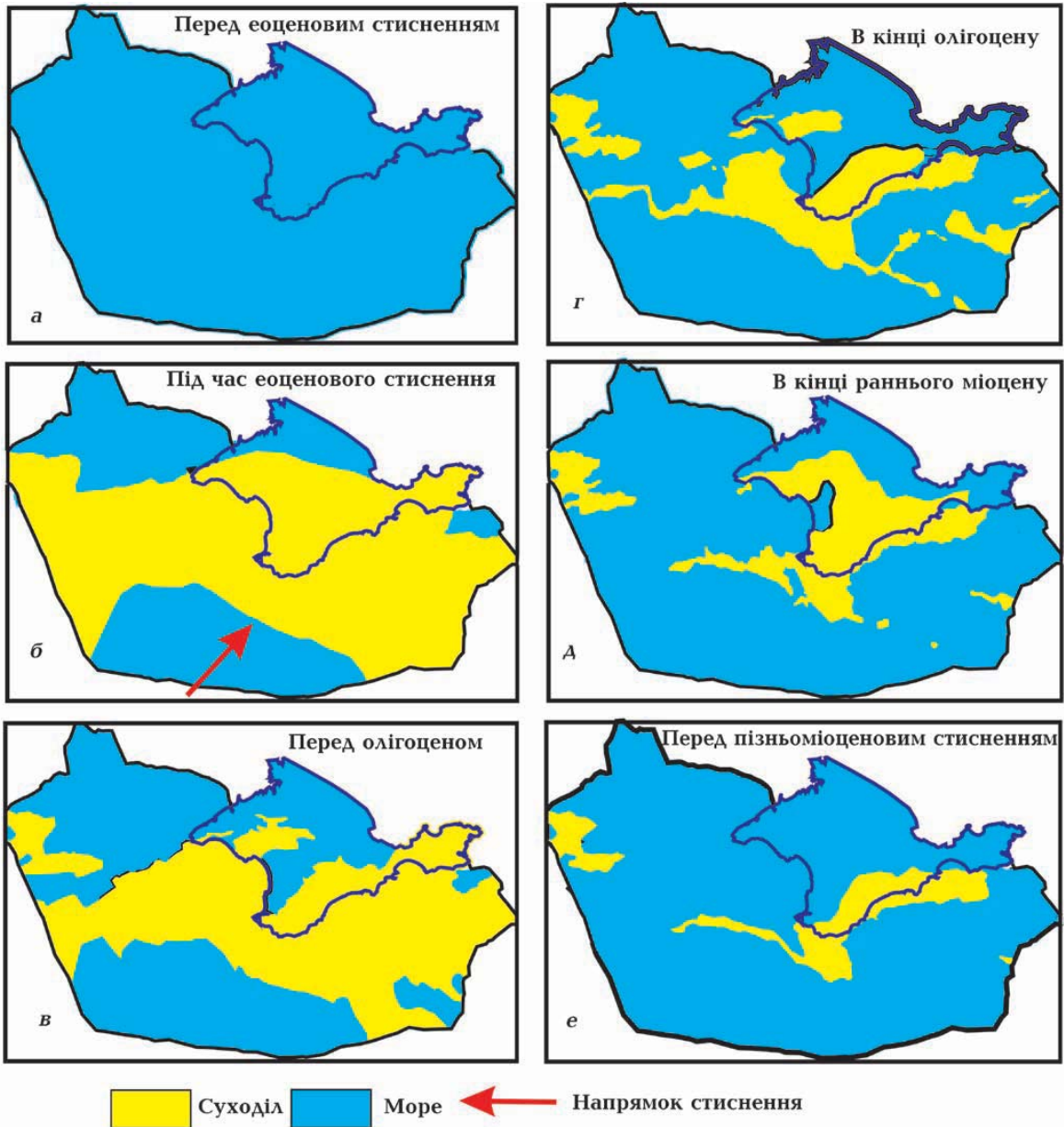


Рис. 10. Спрощені палеогеографічні реконструкції, що демонструють розподіл суходутних і морських районів для 6 часових зрізів (а—е); із незначними змінами з роботи [Stovba et al., 2020].

Fig. 10. Simplified paleotectonic reconstructions demonstrating the distribution of offshore and onshore areas for six time slices (a—e; with minor changes from [Stovba et al., 2020]).

прогину Сорокіна та валу Тетяєва (див. рис. 5). Серед цих великих геоструктур найбільшого піднімання та деформації зазнали Гірський Крим і вал Тетяєва. Між ними утворився прогин Сорокіна, затиснутий між двома основними насувами (див. рис. 5). Західна частина прогину Сорокіна була піднята над рівнем моря. Його крайня східна частина залишилась під водою (на південь від східного закінчення Керченського півострова; див. рис. 10, б). Еоценові деформації осадового чохла в цьому прогині, в межах морського продовження Гірського Криму та на валу Тетяєва, фіксуються лише поблизу двох головних рифтових розломів, які обмежують ці структури з півночі та півдня (див. рис. 5). Як показали результати інтерпретації сейсмічних розрізів, численні високоамплітудні складки, широко розвинені в прогині Сорокіна, під час еоценової тектонічної події майже не формувалися. Вони утворилися здебільшого вже в пізньому міоцені, а остаточно набули своєї форми тільки в пліоцені—голоцені [Stovba et al., 2020].

Якщо майже до середнього еоцену море покривало всю територію досліджень (рис. 10, а), то в результаті інтенсивних деформацій осадового чохла та піднімання блоків земної кори, викликаних еоценовим стисненням, утворився суходіл, що простягнувся широкою смугою з північного заходу на південний схід через всю досліджувану територію (рис. 10, б).

Головними тектонічними елементами суходолу були згадані вище системи великих за розміром позитивних структур (Кілійсько-Зміїна зона підняття, вал Губкіна, система складок уздовж рифтових розломів Каркінітського прогину, вали Андрусова та Шатського, підняття Тетяєва, Гірський Крим, Евксинський інвертований грабен; див. рис. 9), що утворилися наприкінці еоцену внаслідок складчастих процесів у крейдових рифтових басейнах. Деякі з цих структур були, по суті, гірськими спорудами. При цьому Гірський Крим на той час був не найвищим гірським ланцюгом. За результатами палеогеографічних реконструкцій у межах українського

сектора Чорного моря суходіл розділив єдиний до того морський басейн (див. рис. 10, а) на декілька (рис. 10, б). Згідно з розрахунками за час існування суходолу на його найбільш піднятих над рівнем моря ділянках було розмите до 5 км крейдових і палеоцен—середньоеоценових порід. Унаслідок розмиву в сучасному осадовому розрізі значної за площею акваторії відсутні породи палеоцену та середнього еоцену (див. рис. 8). Верхньокрейдіві породи хоч і збереглися від повного розмиву на великій площі, але на багатьох ділянках вони все-таки відсутні або їхня товщина сильно зменшилась, як це можна спостерігати на валах Андрусова і Шатського, на сучасному континентальному схилі, у межах Кілійсько-Зміїної зони підняття і на валу Губкіна (див. рис. 8). Це означає, що еоценовий суходіл до свого повного опускання під рівень моря тривалий час був одним із основних джерел постачання осадового матеріалу в навколишні морські басейни (див. рис. 10, б—е).

На рис. 11 показано схему прогнозного розподілу морських і суходутних ділянок на території Чорного моря та частині його оточення під час фази еоценового стиснення. При побудові схеми враховано результати сейсмічних, палеогеографічних й геологічних досліджень за межами українського сектора Чорного моря [Геология..., 1969; Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Строеие..., 1989; Robinson et al., 1996; Morosanu, 2002; Barrier, Vrielynck, 2008; Munteanu et al., 2011, 2018; Hippolyte et al., 2015; Sosson et al., 2016; Barrier et al., 2018; Popov et al., 2019]. Результати побудов засвідчують, що внаслідок еоценової інверсії Чорне море істотно скоротило свої розміри. При цьому на його території утворилося три не пов'язані між собою морські басейни, між якими сформувався великий за розмірами суходіл. ЗЧБ і СЧБ були відокремлені один від одного валами Андрусова та Архангельського, а на півдні — складчастим поясом Понтид. Зазначимо, що морський басейн у північній частині Одеського шельфу був, очевидно, пов'язаний з водами Передкарпаття та Пе-

редкавказзя. Питання зв'язку еоценового басейну Сорокіна і Туапсинського прогину з басейнами Передкавказзя ще потребує подальших досліджень.

**Верхньоеоценовий, олігоценний та нижньоміоценовий комплекси.** Шари верхньоеоценових порід добре відображаються на сейсмічних розрізах високоамплітудними відбиттями на всій території (див. рис. 3, 4, 6), де вони є у сучасному розрізі осадової товщі. Майкопська товща, що складається з олігоценного та нижньоміоценового комплексів порід, має вигляд більш сейсмічно прозорої, але і в цьому комплексі є багато сейсмічних горизонтів, які можна простежити на значні відстані, оскільки вони формуються досить інтенсивними відбиттями (див. рис. 3—6). Це свідчить про літологічну неоднорідність розрізу майкопської товщі за глибиною (за вертикаллю), а отже, і про наявність у цьому розрізі крім глинистих ще й великої кількості піщаних пластів. На Одеському та Прикерченському мілководних шельфах це підтверджують також дані буріння і відкриття декількох родовищ у майкопських пісковиках [Геологія..., 1984, 1985, 1986; Єгер та ін., 2008; Stovba et al., 2009].

Як показано вище, безпосередньо перед пізнім еоценом морські осадові басейни збереглися тільки на півночі Одеського шельфу, у північній частині Криму, ЗЧБ та на південь від Керченського півострова (див. рис. 10, б). Після припинення дії еоценового стиснення відновилося занурення всієї північної частини Чорного моря. Це зумовило поступове опускання еоценового суходолу нижче за рівень моря і, відповідно, зменшення його розмірів починаючи з пізнього еоцену (рис. 10, в—е). У внутрішніх частинах морських басейнів верхньоеоценові відклади перекривають палеоцен-середньоеоценовий комплекс без стратиграфічних і кутових неузгоджень (див. рис. 3, 4, 6). На їх периферії поблизу суходолу верхньоеоценовий комплекс перекриває породи, що залягають нижче, з яскраво вираженим кутовим неузгодженням. Безпосередньо нижче підшви цього комплексу кутове неузго-

дження має характер ерозійного зрізу, а безпосередньо над нею спостерігається неузгодження типу підшовного налягання, що вказує на поступову трансгресію пізньоеоценового моря в межі суходолу (рис. 3, 4, 6). Подібні кутові неузгодження фіксуються на окраїнах олігоценних і міоценових морських басейнів, як це показано червоними і чорними стрілками на рис. 3—6. Завдяки таким особливостям формування осадових товщ, спостерігаються зменшення товщини відповідних комплексів у напрямку еоценового суходолу й трансгресивний характер налягання дедалі молодших пластів на еродовану товщу порід допізньоеоценового віку (рис. 3—6).

Наприкінці раннього та середнього міоцену проявилася дія подальших фаз стиснення Чорноморського регіону [Стовба та ін., 2003; Стовба, Попадюк, 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010]. За своїм впливом на формування архітектури досліджуваної акваторії ці фази були менш значущими, ніж еоценова, але вони зумовили подальший ріст сформованих наприкінці еоцену валів Губкіна й Шатського, а також антиклінальних структур у південній частині Каркінітського прогину. Вплив цих фаз на формування зазначених вище структур добре видно на сейсмічних розрізах (див. рис. 3, 4, 6).

Зазначимо, що первинний ареал верхньоеоцено-середньоміоценових комплексів істотно зменшився в пізньому міоцені внаслідок сильних деформацій, зумовлених наступними фазами стиснення, та значними флуктуаціями рівня моря. Подібні процеси привели, відповідно, до часткової або повної ерозії цих товщ порід у зонах інтенсивного формування складок та в межах новостворених ділянок суходолу [Stovba et al., 2017a, б, 2020]. На рис. 3—6 на сейсмічних розрізах жовтим кольором показано головне пізньоміоценове неузгодження, а червоними та чорними стрілками — відповідно кутове неузгодження, викликане розмивом доскладчастих відкладів, і трансгресивне налягання на границю неузгодження синскладчастих і



постскладчастих пізньоміоценових і молодших шарів. Не виключено, що частково могла відбуватися і підводна ерозія.

Внаслідок деформацій осадового чохла на Одеському шельфі та утворення флексури в зоні Сулинсько-Тарханкутського розлому вісь максимального прогинання Каркінітського прогину з пізнього еоцену змістилася на північ від цього розлому (див. рис. 4, 9). З пізнього еоцену до кінця міоцену в новоствореній осьовій зоні сформувалася майже трикілометрова товща порід. На південь від Сулинсько-Тарханкутського розлому потужність верхньоецен-міоценових товщ різко зменшується, аж до повного виклинювання деяких з них поблизу зони зчленування Каркінітського прогину з Каламітським валом і в межах останнього (див. рис. 4). Особливості розподілу товщин верхньоецен-міоценових комплексів у Каркінітському палеорифтовому прогині свідчать про продовження пострифтового занурення ба-

сейну (див. рис. 4). Це занурення відбувалось з меншою швидкістю, ніж у палеоцен-середньоеоценовий час і в пізній крейді. Подібне зменшення швидкості прогинання у часі властиве рифтовим басейнам на пострифтовому етапі їхньої еволюції [McKenzie, 1978]. Втім слід зважити на те, що загальні закономірності занурення пострифтового басейну можуть бути порушені під час фаз регіонального стиснення через активізацію тектонічних процесів у земній корі та в літосфері в цілому. Це вказує на доцільність подальших досліджень, спрямованих на визначення впливу геодинамічних процесів, що проходили у земній корі й літосфері під час фаз кайнозойських фаз стиснення, на пострифтову еволюцію як Одеського шельфу, так і всього Чорного моря.

Глибина залягання підосви верхньоеоценового комплексу в СЧБ досягає 8,5—9,5 км (8,5 с; див. рис. 6, 9), а підосва майкопських (оліоценових) відкладів за-

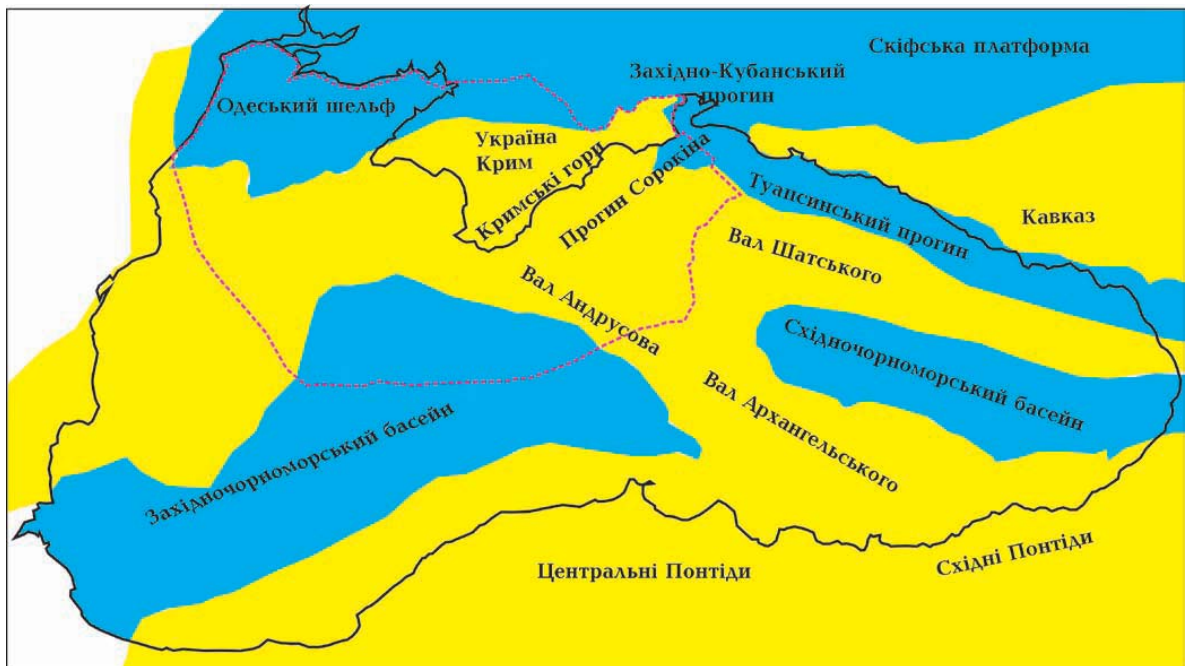


Рис. 11. Прогнозна схема розподілу суходпутних і морських ділянок Чорного моря та його найближчого оточення під час еоценового стиснення (максимум регресії моря). Червоною переривчастою лінією позначено район досліджень. Всі інші пояснення наведено у тексті.

Fig. 11. Inferred distribution of land and sea areas in the Black Sea and its immediate surroundings during Eocene compression (maximum sea regression). The red dashed line indicates the study area. All other explanations are given in the text.

лягає на глибинах від 7 до 8,5 км (8,0 с; див. рис. 5, 6, 9). У цьому басейні пізньоеоценові й майкопські морські трансгресії поступово поширювалися з півдня вздовж міжгірського прогину, що утворився між валами Андрусова та Шатського внаслідок еоценових деформацій, і, ймовірно, врізів річок, які перед початком морської трансгресії текли цим суходолом і могли поглибити згаданий прогин. Про останнє свідчать, зокрема, наявність високих (до кількох сотень метрів), але відносно вузьких (1—2 км) останців нерозмитих порід, як це можна бачити в зоні зчленування валу Шатського та СЧБ (на рис. 6 показано великими синіми стрілками), і характерні елементи рельєфу, подібні до річкових врізів і крутих берегів річок, на східному крилі валу Андрусова та західному крилі валу Шатського (див. рис. 6). Зазначимо, що такі структурні виступи поверхні мезозою, що мають ізометричні обриси й висоту більш як 1 км виявлено раніше і на південно-західному крилі валу Андрусова [Туголесов и др., 1985]. На думку авторів

праці [Туголесов и др., 1985], вони можуть бути або великими ерозійними залишками, у яких збереглася верхня частина крейдової товщі, або мають вулканічне походження.

В олігоцені та ранньому міоцені трансгресія моря також відбувалась зі сходу від Прикерченського шельфу вздовж осі прогину Сорокіна. Останній спочатку утворився в межах суходолу внаслідок еоценового стиснення у вигляді прогину між Кримським півостровом та підняттям Шатського—Тетяєва (див. рис. 5). Наприкінці олігоцену акваторії СЧБ та прогину Сорокіна частково сполучалися між валами Тетяєва та Шатського, разом ці басейни з'єдналися із ЗЧБ завдяки протоці, що сформувалась на валу Андрусова (див. рис. 10, г).

За відсутності впливу еоценового та пізньоміоценового стиснення земної кори на архітектуру ЗЧБ (крім його північного крила в зоні Евксинського грабену) починаючи з пізнього еоцену до кінця міоцену в ньому зберігалися умови для безперервного занурення та, відповідно, осадоутворення. Глибини залягання підшови верхньоеоценового комплексу в цьому басейні змінюються від 8—9 км поблизу валу Андрусова до 12—13 км (приблизно 10 с) у його південній, найбільш зануреній частині (див. рис. 3, 4, 6, 9). Товщина осадового чохла, який формувался з пізнього еоцену до кінця міоцену, є максимальною для території досліджень і досягає 8,5 км, що майже в 3 рази більше, ніж у Каркінітському прогині. Водночас вона зіставна з найбільш зануреними частинами СЧБ і прогину Сорокіна.

Осадові товщі в Західночорноморській западині залягають практично горизонтально, між ними відсутні ознаки кутових і стратиграфічних неузгоджень (див. рис. 3, 4, 6). Шари спочатку еоценових, а потім майкопських відкладів у ЗЧБ і СЧБ налягають майже горизонтально на еродовану поверхню схилів валу Андрусова (трансгресивне налягання), а максимальні товщини осадових комплексів у цих западинах є зіставними (див. рис. 3—6). З цьо-

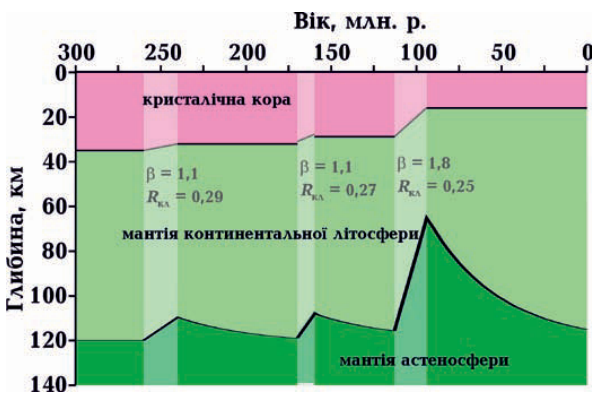


Рис. 12. Ілюстрація еволюції континентальної літосфери під дією трьох незалежних фаз рифтогенезу (запозичено з роботи [Stephenson, Stovba, 2022]). Час дії всіх трьох фаз позначено вертикальними сірими колонками. Показано співвідношення товщини кори до товщини літосфери ( $R_{cl}$ ) для кожної події рифтогенезу. Усі інші пояснення наводяться в тексті.

Fig. 12. Cartoon of the evolution of the continental lithosphere under the influence of three independent phases of rifting (after Stephenson, Stovba [2022]). The duration of all three phases is indicated by vertical grey columns. The crustal thickness to lithosphere thickness ratio ( $R_{cl}$ ) for each rifting event are also indicated. All other explanations are given in the text.

го можна зробити висновок, що з пізнього еоцену цей вал занурювався практично з тією самою швидкістю, що і суміжні з ним западини.

Подібна ситуація спостерігається і в зоні зчленування Західночорноморської западини з північно-західним шельфом, хоча тут спостерігається незначне піднімання шарів у низах майкопського комплексу при наближенні до континентального схилу, а також поступове зменшення кута нахилу шарів знизу вгору за розрізом (див. рис. 3, 4). Зазначене вказує на те, що швидкість занурення центральної частини ЗЧБ була дещо більшою за швидкість занурення північного крила. Слід зазначити, що піднімання олігоценового та міоценового доскладчастих комплексів у бік шельфу додатково могло бути обумовлено істотним зростанням швидкості занурення центральної частини ЗЧБ порівняно з його північною окраїною починаючи з пліоцену (див. рис. 3, 4). Крім того, дуже ймовірно, що складчасті процеси в ранньому міоцені додатково привели до незначного піднімання олігоценових і міоценових доскладчастих шарів у бік континентального схилу (рис. 3, 4). Таке ж явище спостерігається на Одеському шельфі, особливо на крилах антиклінальних складок Каркінітського прогину і на південному крилі валу Губкіна (рис. 3, 4).

**Дискусія. Природа земної кори ЗЧБ і СЧБ.** За останні десятиліття було опубліковано численні моделі оцінювання товщини земної кори та/або глибини Мохо під Чорним морем та його оточенням, багато з яких ґрунтувалися переважно на даних гравіметрії (див., наприклад [Bilim et al., 2021]), або на гравітаційному моделюванні, відкаліброваному за допомогою вже існуючих сейсмічних даних (див., наприклад [Starostenko et al., 2004]). Ці моделі демонструють, що під ЗЧБ і СЧБ зафіксовано піднімання поверхні Мохо до глибини 20 км. Такий процес супроводжується істотним зменшенням товщини кристалічної кори (<10 км). Ділянки мінімальних товщин земної кори збігаються з розміщенням основних осадових депоцентрів цих двох

глибоководних басейнів. Тонку кору часто інтерпретують як кору «океанічного» або «субокеанічного» типу. Це сприймається як доказ припущення, що середовище для осадоагромадження крейдових та залягаючих вище порід являло собою глибоководний осадовий басейн з максимальною глибиною моря понад 2000 м [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996; Nikishin et al., 2015a, б; Tari et al, 2015; Sosson et al., 2016]. Така глибина моря порівняна із сучасною.

Загалом результати гравіметричного моделювання узгоджуються з глибиною залягання поверхні Мохо, оціненою попередніми авторами за результатами тектонічної інтерпретації геологічних і геофізичних даних, доступних у 1970—1980-х роках (див., наприклад [Starostenko et al., 2004] для подальших посилань). Слід зазначити, що результати глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), що слугували на той час основою визначення структури поверхні Мохо, були критиковані в роботі [Туголосов та ін., 1985], оскільки поверхні, виділені за результатами інтерпретації даних цього сейсмічного методу, перетинають межі реальних тектонічних форм, закартованих за даними МСГТ, а також не узгоджуються з іншими геологічними спостереженнями на узбережжі Чорного моря.

У геологічній літературі поширене уявлення про задугові басейни, як невеликі за розміром, але глибоководні океанічні басейни. З огляду на те, що геофізичні характеристики і тектонічне положення Західночорноморської та Східночорноморської западин начебто задовільняють цим умовам, більшість дослідників розглядають їх як (суб)океанічні басейни й такі, що підстилаються новоствореною океанічною літосферою. Втім чи це так? Проаналізуємо порушене питання.

За даними Nikishin et al. [2015a, б], у центральній зоні ЗЧБ має існувати перехідна зона від сильно розтягнутої континентальної кори до океанічної. Проте в нижній частині осадового чохла, або у верхній



корі, ми не зафіксували жодних особливостей сейсмічного хвильового поля, які могли б підтвердити існування перехідної зони, хоча такі особливості мають відображатися на сейсмічних розрізах, що висвітлюють будову південної частини району дослідження (див. рис. 3, 4, 6). Те саме можна сказати і щодо СЧБ (див. рис. 5, 6), де деякі дослідники припускають існування навіть суто океанічної кори (див., наприклад [Monteleone et al., 2019]).

Одним з основних факторів, що впливають на швидкість та амплітуду синрифтового та пасивного пострифтового занурення осадових басейнів, є коефіцієнт розтягу  $\beta$ . Цей коефіцієнт обчислюють, як відношення дорифтової товщини земної кори до її товщини, яку вона має після розтягнення під час рифтогенезу [McKenzie, 1978]. Відповідно до сейсмічних даних, загальні характеристики основних рифтових структур, зокрема товщина синрифтових відкладів, розподіл літофацій та амплітуди зміщення по площині нормальних розломів, що обмежують ці рифтові структури, подібні на всій території дослідження (див. рис. 3—6). Більше того, подібність характеристик пострифтових осадових товщ верхньої крейди, палеоцену та еоцену в межах як шельфу, так і на глибокій воді, де ці товщі повністю або частково збереглися від розмиву, свідчить про те, що тектонічні й палеогеографічні умови пострифтової седиментації були майже однорідними в межах всієї досліджуваної території (див. рис. 3—6). Це, у свою чергу, може вказувати на те, що під час крейдового рифтогенезу швидкість і величина розтягнення в глибоководній частині Чорного моря були лише дещо вищими, ніж на Одеському шельфі [Stovba, Stephenson, 2019; Stovba et al., 2020]. І справді, за результатами одновимірною чисельного моделювання у статті [Stephenson, Stovba, 2022] показано, що значення коефіцієнта розтягу  $\beta$  для ЗЧБ становить менше 2. Цей коефіцієнт лише на 10—20 % більший, ніж для Каркінітського прогину на Одеському шельфі. Отже, інтенсивність крейдового рифтогенезу була вочевидь недостатньою для розриву

континентальної літосфери та формування океанічної кори або навіть повної «океанізації» континентальної літосфери. З цього випливає, що земна кора і літосфера під указаним басейном за своєю природою є континентальними.

За результатами зіставлення будови рифтового комплексу в різних частинах досліджуваної акваторії зроблено аналогічний висновок щодо континентальної природи кори у СЧБ [Stephenson, Stovba, 2022]. Слід зазначити, що ці висновки протирічать більшості сучасних уявлень про походження та еволюцію ЗЧБ і СЧБ як глибоководних басейнів із (суб)океанічною корою. Більше того, архітектура Чорноморського басейну та його земної кори, зокрема потоншення кори під глибоководною частиною Чорного моря, можуть бути кумулятивним ефектом декількох фаз розтягнення починаючи з пізнього палеозою або протягом мезозою та ізостатичного відгуку на ці фази до початку компресійних деформацій у пізньому еоцені [Stephenson, Stovba, 2022]. Для ілюстрації цього феномену на рис. 12 показано еволюцію континентальної літосфери протягом 300 млн років під дією трьох короткочасних фаз рифтогенезу. Початкова товщина літосфери становила 120 км, а кристалічної кори — 35 км. У процесі чисельного моделювання використано спрощені розрахунки наслідків дії трьох незалежних фаз рифтогенезу. Наслідки дії перших двох фаз, а саме пермсько-тріасової та юрської (відповідно 260—240 млн років і 170—160 млн років тому) розраховано з коефіцієнтом розтягу  $\beta = 1,1$ , а наслідки третьої фази, що відповідає крейдовому рифтогенезу (113—94 млн років тому), — з коефіцієнтом  $\beta = 1,8$ , отриманим для ЗЧБ за результатами тектонічного моделювання [Stephenson, Stovba, 2022].

Час дії всіх трьох фаз позначений на рис. 12 вертикальними колонками сірого кольору. На рисунку вказано також співвідношення товщин кори та літосфери для кожної події рифтогенезу. Згідно з розрахунками на сучасну (вік 0 млн років) товщину земної кори вплинуло її накопичене

потоншення під дією всіх трьох фаз рифтогенезу, тоді як підшва континентальної літосфери після кожної фази поверталася до свого вихідного положення. За подібних умов континентальна літосфера стала реологічно міцнішою, ніж була на початку, через більший коефіцієнт відношення товщини літосфери до товщини кори. Такий результат чисельного моделювання узгоджується з даними стосовно сучасної холодної та міцної літосфери Чорного моря.

Існує доволі багато геолого-геофізичних свідчень щодо прояву пізньодевонського, пермсько-тріасового та юрського рифтогенезу в безпосередній близькості від сучасної берегової лінії Чорного моря [Stephenson, Stovba, 2022 і посилання в цій роботі]. Тому описаний вище гіпотетичний сценарій можливого впливу на еволюцію Чорного моря трьох помірних за інтенсивністю подій рифтогенезу, після яких земна кора залишилася континентальною, а не перетворилася на океанічну, незважаючи на суттєве потоншення, має сенс. Якщо під час рифтогенезу розтягнення земної кори в межах усієї досліджуваної території було відносно невеликим, то будь-яка геодинамічна модель, яка припускає формування в ранній крейді ЗЧБ і СЧБ як глибоких океанічних або субокеанічних басейнів, здається малоімовірною. Із зазначеного також випливає, що сучасні палеотектонічні реконструкції ЗЧБ і СЧБ, що ґрунтуються на припущеннях про спредінг морського дна в цих басейнах та/або різний час їх утворення, можуть бути помилковими. Імовірно також, що загальний погляд на задугові басейни як на невеликі океанічні басейни, що підстилаються новоствореною океанічною літосферою і еволюціонують з океаноподібною глибиною води, не є універсальним і має бути переглянутий.

**Геологічна природа та будова валів Андрусова і Шатського.** У праці [Туголесов и др., 1985] наведено аргументи про те, що вали Андрусова і Шатського в крейдовому періоді разом із ЗЧБ і СЧБ являли собою стійкі, повільно занурювані платформні області. Карбонатні відклади крейди утворюють їх широкі плоскі склепіння і,

перегинаючись на крилах, занурюються під потужний кайнозойський чохол СЧБ і ЗЧБ. За даними цих дослідників, наприкінці мезозою відбулася перерва в осадо-нагромадженні та ерозія значної частини сучасного Чорного моря. У палеоцені почалося інтенсивне занурення та поглиблення Західночорноморського й Східночорноморського синклінальних басейнів та піднімання валів Андрусова й Шатського вище за рівень моря. Тривалий час осадо-нагромадження на валах не було, вони занурилися під воду після олігоцену, а деякі їхні ділянки навіть наприкінці раннього міоцену. Внаслідок цього вали вже не впливали на осадо-нагромадження у двох навколишніх морських басейнах і весь район сучасної глибоководної акваторії повністю перетворився на єдиний морський басейн.

Побудови більшості сучасних тектонічних і геодинамічних моделей засновані на уявленні про те, що ще під час рифтогенезу вали Андрусова і Шатського утворилися у вигляді протяжних піднятих континентальних блоків із потоншеною (але товстішою, ніж під глибоководними басейнами) земною корою (див., наприклад [Shillington et al., 2017]). За таких обставин вал Андрусова сформувався як континентальна окраїна Західночорноморського та Східночорноморського (суб)океанічних басейнів (див., наприклад [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Строение..., 1989; Robinson et al., 1996; Nikishin et al., 2015a, б]), а вал Шатського — як борт Східночорноморського (суб)океанічного басейну [Robinson et al., 1996; Rangin et al., 2002; Nikishin et al., 2012, 2015a, б], що розкрився внаслідок розтягнення земної кори і навіть спредінгу океанічної кори між цим валом і валом Андрусова [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Monteleone et al., 2019].

Про те, що вал Андрусова зазнав сильного впливу рифтових процесів, свідчать результати буріння свердловини Sinop-1, яка розкрила крейдові вулканічні породи значної товщини на валу Андрусова в турецькій акваторії Чорного моря [Tari, Simmons, 2018]. Наявність на валах Андрусова та Шатського рифтових (напів)-

грабенів і крейдових вулканічних порід потужністю кілька сотень метрів засвідчують результати інших сейсмічних досліджень [Finetti et al., 1988; Nikishin et al., 2012, 2015a, б]. За даними публікації [Finetti et al., 1988], рифтові скиди припинили свою активність задовго до кінця крейди, а відповідно до робіт [Nikishin et al., 2012, 2015a, б], рифтові структури на валу Андрусова були активними до сеноманського віку пізньої крейди, коли у ЗЧБ відбувся повний розрив континентальної кори і сформувався глибоководний океан. Після цього активність рифтових розломів на валу Андрусова згасла.

Існують два різних погляди на еволюцію валу Андрусова після закінчення рифтогенезу та формування глибоководних (суб)океанічних басейнів у західній та східній частинах Чорного моря. Перший з них вбачає, що вал Андрусова ще тривалий час залишався вищим за рівень моря (див., наприклад [Finetti et al., 1988]). Згідно з другим поглядом вал Андрусова був підводним хребтом, що розміщувався на глибині кількох сотень метрів (див., наприклад [Nikishin et al., 2015a, б]). У першому випадку, як і в моделі [Туголесов и др., 1985], вал Андрусова повністю занурився під воду після олігоцену або раннього міоцену. У другому випадку вважається, що осадоагромадження на валу Андрусова відбувалось тривалий час і на ньому зберігся повний розріз крейдових і палеогенових відкладів, що ніколи не зазнавали ерозії.

Більшість дослідників вважає, що вал Шатського тривалий час піднімався над рівнем моря і зазнавав ерозії (див., наприклад [Finetti et al., 1988; Афанасенков и др., 2007]) або вкривався мілководним морем [Nikishin et al., 2012]. Наприкінці раннього міоцену більша частина валу занурилася нижче рівня моря, хоча окремі ділянки були остаточно перекриті морем лише в середньому і навіть у пізньому міоцені [Finetti et al., 1988; Афанасенков и др., 2007].

Усупереч описаним вище поглядам, наші результати вказують на те, що під час рифтогенезу в ранній крейді—на початку

пізньої крейди сучасні вали Андрусова та Шатського утворилися у вигляді (напів)грабенів і разом із СЧБ сформували єдину рифтову систему, орієнтовану з північного заходу на південний схід (див. рис. 7). Крайня східна частина ЗЧБ при цьому була південно-західним плечем цієї широкої рифтової системи. Отже, ЗЧБ і СЧБ разом з Одеським шельфом, прогином Сорокіна, Кримом і, очевидно, Великим Кавказом під час крейдового рифтогенезу та початкової фази пострифтової еволюції у пізній крейді—середньому еоцені були єдиним морським басейном, бо підняття Андрусова, Шатського і Тетяєва ще не існувало (див. рис. 9, 10, а). Вали Андрусова та Шатського стали позитивними структурами лише наприкінці еоцену, коли регіональне стиснення спровокувало складчастість рифтової системи та сильну інверсію раніше нормальних скидів, що обмежували рифтові (напів)грабени, які існували на місці цих сучасних підняття (див. рис. 8, 9). У результаті еоценового стиснення ці (напів)грабени перетворились на протяжні та високоамплітудні асиметричні складки (див. рис. 5, 6, 8, 9). На досліджуваній частині валу Андрусова зафіксовано також дві складки меншого порядку, що розділені між собою синкліналю (див. рис. 9).

У публікації Rangin et al. [2002] також розглянуто вал Андрусова як антикліналь з плоскою вершиною, яка в середині еоцену зазнала складчастих та розривних деформацій. В результаті деформацій у склепінні цієї величезної антикліналі утворилися вторинні антикліналі та синкліналі. Цей погляд загалом підтверджується результатами нашої інтерпретації (див. рис. 6, 9). Однак на відміну від наших даних Rangin et al. [2002] вважають, що основний етап формування валу Андрусова разом з валом Архангельського, який є продовженням Центрально-Чорноморського підняття на південний схід від валу Андрусова (див. рис. 1), відбувся під час рифтогенезу та розкриття Східночорноморського океанічного басейну. До того ж ці дослідники ідентифікували насуви лише на північний схід від валу Андрусова в зоні його зчле-



нування зі Східночорноморським підняттям. Утім такі насуви спостерігаються й на південно-західному крилі валу Андрусова (див. рис. 6, 8, 9).

Finetti et al. [1988] і Robinson et al. [1996] вважають, що вал Андрусова вже існував до еоценового стиснення і ця подія майже не ускладнила рифтові структури, що розміщуються на ньому. За їхніми даними деформації стиснення середньої інтенсивності спостерігаються тільки у південно-східній частині валу Андрусова. Слід зазначити, що за даними прямих геологічних спостережень вал Архангельського (див. рис. 1) був сильно деформований та розмитий в еоцені поблизу турецького узбережжя [Маловицкий и др., 1979; Finetti et al., 1988, Robinson et al., 1996]. У цьому районі крейдові та, можливо, палеогенові породи відслонюються безпосередньо на морському дні, а південна частина валу і досі перебуває в субаеральних умовах [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Строение..., 1989; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996; Meredith, Egan, 2002]. В межах району верхньокрейдів породи представлені вулканітами, туфами та крейдою та з неузгодженням перекриваються еоценовими аргілітами. Цей факт вказує на правильність нашого висновку про геологічну природу як валу Андрусова, так і, очевидно, валу Архангельського, які насправді є сильно інвертованими рифтовими структурами. Інакше кажучи, вони сформувалися як позитивні структури лише під час сильного еоценового стиснення Чорноморського регіону. В іншому разі важко пояснити причину того, що під дією еоценового стиснення рифтові структури (грабени та напівграбени), що існували до того, в усьому Чорноморському регіоні зазнали сильних деформацій, тоді як у глибоководній частині Чорного моря це стиснення вплинуло тільки на великі блоки земної кори (вали Андрусова, Архангельського і Шатського), які, відповідно до загальноприйнятих (але помилкових, з нашої точки зору) поглядів, вже існували як високопідняті бортові частини Західночорноморського і Східночорноморського

рифтових басейнів. Можна припустити існування в еоцені субдукції літосферної плити ЗЧБ та Західних Понтід під СЧБ та Східні Понтіди, але це суперечитиме існуючим даним щодо одночасного насування на Чорне море складчастого поясу Понтід [Finetti et al., 1988; Sosson et al., 2016]. Крім того, залишається незрозумілою причина різкої зупинки такої гіпотетичної субдукції після еоцену.

Автори публікації [Афанасенков и др., 2007] вважають, що підняття Шатського сформувалося на рифтовій стадії, але починаючи з еоцену до кінця олігоцену воно зазнало синкомпресійних вертикальних рухів та ерозії. Обґрунтуванням такого висновку слугувало те, що майкопські відклади характеризуються підшовним наляганням на край цього валу. Під рівень моря вал Шатського занурився лише наприкінці майкопського часу (наприкінці раннього міоцену). Якщо це так, то з огляду на абсолютно однаковий характер залягання (підшовне налягання) майкопських шарів, а як уже було показано вище, і верхньоеоценових відкладів на еродовані крила валу Андрусова та валу Шатського (див. рис. 6), має свідчити також про піднімання валу Андрусова вище рівня моря у середині еоцену і ерозію його склепінної частини практично до кінця майкопського часу. Зауважимо, що ці відклади залягають субгоризонтально поблизу як валу Шатського, так і валу Андрусова (див. рис. 6).

Наш висновок про те, що вал Шатського зазнав складчастості в еоцені, майже повністю підтверджує модель Finetti et al. [1988], згідно з якою в середині еоцену цей вал сформувався у вигляді видовженої асиметричної складки, що частково насунулась на край СЧБ. Ця складка як регіональний складчастий пояс, тривалий час мала вигляд півострова або острова і відокремлювала СЧБ від басейну Великого Кавказу (див. рис. 6, 10, б—г). Згідно з даними тих же дослідників [Finetti et al., 1988], після процесу регіонального стиснення вал Шатського залишався вже тектонічно неактивним протягом усієї подальшої еволюції Чорного моря. Однак

останнє міркування не підтверджується сейсмічними даними, які свідчать про те, що вал Шатського все ж зазнав додаткового зростання під час стиснення у пізньому міоцені. Це можна побачити, наприклад, на сейсмічному розрізі (див. рис. 6), де допізньоміоценові відклади вертикально зміщені на східному крилі валу.

Автори публікацій [Robinson et al., 1996; Meredith, Egan, 2002] відкинули ідею Finetti et al. [1988] про те, що вал Шатського утворився в результаті компресії. При цьому, дослідники [Robinson et al., 1996] стверджують, що вал Шатського утворився на етапі палеогенового рифтогенезу і відділений від СЧБ не насувом, а системою нормальних рифтових скидів. Однак цей висновок не підтверджується сейсмічними даними (див. рис. 5, 6).

З огляду на відсутність на валу Шатського олігоцен-середньоміоценових відкладів, Meredith, Egan, [2002] припустили, що він у цей час був регіоном відносного піднімання, але надалі зазнав швидкого опускання через флексурне навантаження з боку насувного поясу Кавказу. Крім того, на це опускання вплинуло швидке занурення СЧБ. Втім вертикальний рух валу Шатського викликав би поступове піднімання олігоцен-середньоміоценових шарів у бік цього валу, чого не спостерігається на сейсмічних розрізах, де зафіксовано практично горизонтальний характер залягання майкопських і молодших осадових шарів у СЧБ (див. рис. 5, 6). До того ж, якщо врахувати вплив ранньоміоценових та ще молодших постседиментаційних деформацій на геологічну будову північно-східного крила валу Шатського (див. рис. 6) і північного крила валу Тетяєва, який є західною частиною цього валу (див. рис. 5), то можна дійти висновку стосовно відсутності будь-якого піднімання олігоцен-середньоміоценових відкладів під час їхньої седиментації в бік валу з його північного і північно-східного оточення. Субгоризонтальне залягання майкопських та середньоміоценових осадових шарів швидше за все свідчить про поступове занурення цього підняття з пізнього еоцену зі швидкістю, що дорівнюва-

ла швидкості занурення СЧБ, валу Андрусова, південної частини прогину Сорокіна і, очевидно, південно-західного крила Туапсинського прогину, що межує з валом в його північно-східній частині.

Загального консенсусу щодо стратиграфічної повноти мезозойської та палеогенової товщ у межах валів Андрусова та Шатського ще немає. Дослідники [Туголесов та ін., 1985; Finetti et al., 1988] вважали, що ці вали складаються переважно з крейдових і, можливо, давніших мезозойських відкладів, і навіть палеозойських порід. При цьому в апікальних частинах згаданих валів відсутні еоцен-палеоценові і більша частина олігоцен-нижньоміоценових (майкопських) порід, оскільки ці підняття в ті часи перебували вище рівня моря [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Строение..., 1989; Meisner, Tugolesov, 2003]. Останній висновок цілком підтверджується нашими результатами. Слід зазначити, що факт трансгресивного налягання майкопських відкладів на еродовані крила валу Шатського, використаний у публікаціях [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Афанасенков и др., 2007], є свідченням поступового занурення цієї структури нижче рівня моря. Те саме спостереження стало обґрунтуванням для аналогічного висновку щодо тектонічної еволюції валу Андрусова в еоцені—міоцені [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988].

Nikishin et al. [2015a,б] вважають, що вал Андрусова знаходиться під рівнем моря починаючи з крейдового рифтогенезу, тому в його межах нагромадився повний розріз крейдових, а також скорочений розріз палеогенових відкладів. При цьому, незважаючи на те, що в підшві верхньоеоцен-нижньоміоценового комплексу на плоских вершинах валів Андрусова та Шатського та на їхніх пологих схилах на сейсмічних розрізах чітко простежується ерозійне кутове неузгодження (див. рис. 5, 6). У публікаціях [Nikishin et al., 2015a,б] пояснюють відсутність олігоценових відкладів у склепінні валу Андрусова безперервним процесом сповзання морських відкладів, що нагромаджувалися на глибинах кількох

сотень метрів, з цього склепіння вздовж схилів валу до глибоководних частин ЗЧБ і СЧБ. Однак, як добре видно на всіх сейсмічних профілях, трансгресивне субгоризонтальне перекриття майкопської товщі еродованих схилів валу Андрусова, аналогічне тому, що спостерігається на валу Шатського (див. рис. 5, 6), засвідчує швидше поступову трансгресію моря на суходіл, який повільно розмивався і занурювався під воду (рис. 10, б—е). Ці спостереження, очевидно, не підтверджують модель седиментації, запропонованої в роботах [Nikishin et al., 2015a, б].

Наші дослідження загалом підтверджують основні особливості будови осадового чохла валів Андрусова та Шатського, що описані у публікаціях [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988]. Однак на відміну від попередніх сейсмічних робіт наші дані вказують на те, що оскільки ці вали в крейді та палеоцені—середньому еоцені були зануреними частинами великого постріфтового басейну (див. рис. 5, б, 6, б, 7), то в їхніх межах могла нагромадитись значна товщина порід цього віку. Вони були сильно розмиті під час еоценової інверсії та подальшого поступового занурення еоценового суходолу нижче за рівень моря (див. рис. 10, б—е). У результаті розмиву в апікальних частинах і на крилах валів Андрусова та Шатського збереглася тільки невелика частина крейдових синрифтових і постріфтових порід (див. рис. 5, 6, 8).

Значний розмив постріфтового осадового чохла на валу Андрусова засвідчують результати буріння свердловини Sinop-1, яка, всупереч уявленням деяких дослідників [Туголесов и др., 1985; Строение..., 1989] та прогнозного (проектного) розрізу цієї свердловини, не виявила верхньокрейдодових карбонатних порід платформного типу [Simmons et al., 2018; Tari, Simmons, 2018]. Під тонким шаром верхньокрейдодових безкарбонатних порід, які напевно належать до верхньої частини крейдового рифтового комплексу (за нашим оцінюванням), свердловина увійшла в потужну товщу крейдових синрифтових вулканічних і вулканокластичних порід [Simmons

et al., 2018]. Зазначимо, що свердловина Sinop-1 загалом підтвердила геологічну модель валу Андрусова, запропоновану за результатами регіональних сейсмічних досліджень у публікаціях [Стовба, Попадюк, 2009; Stovba et al., 2011, 2013, 2017a, б] ще до появи інформації щодо результатів буріння цієї свердловини.

#### **Палеобатиметрія морських басейнів.**

Вважають, що ЗЧБ і СЧБ формувались в (суб)океанічних умовах з глибиною товщі води понад 2 км протягом усієї синрифтової та постріфтової історії [Hsü, Giovanoli, 1979; Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1995, 1996; Spadini et al., 1996, 1997; Cloetingh et al., 2003; Graham et al., 2013; Nikishin et al., 2015a, б; Okay, Nikishin, 2015; Tari et al., 2015; Sosson et al., 2016; Monteleone et al., 2019]. Проте осадові комплекси верхньої крейди та палеоцену—середнього еоцену формувались на глибинах, які на Одеському шельфі та в Криму не перевищували 100 м [Гожик и др., 2006; Barrier, Vrielynck, 2008]. Тому подібність сейсмічних характеристик одновікових осадових комплексів на мілководних і глибоководних ділянках Чорного моря вказує на те, що на досліджуваній акваторії вони формувалися на відносно невеликих глибинах, типових для шельфового середовища. Важливий висновок полягає в тому, що припущення про наявність глибоководного (суб)океанічного моря у північній частині Чорноморського регіону є малоімовірним в інтервалі від пізньої крейди до середнього еоцену. Тільки під час крейдового рифтогенезу глибшими могли бути найбільш занурені частини (напів)грабенів, що формувалися в межах трьох великих рифтових басейнів, показаних на рис. 7.

Подібність будови осадових комплексів, що нагромаджалися з пізнього еоцену до початку пізнього міоцену на всій території досліджень, а також факт формування великих за розміром складчастих масивів суші у пізньому еоцені та пізньому міоцені разом з існуванням явних свідоцтв ерозії порід на ділянках моря із сучасною



глибиною понад 2000 м, дають можливість зробити висновок, про те, що до початку або навіть до кінця плейстоцену вся північна частина Чорного моря була відносно неглибоким шельфовим басейном. Лише після цього глибина товщі води швидко зросла до сучасної [Stovba et al., 2017a, б, 2019, 2020].

Існуванням великих масивів суходолу, що утворилися в еоцені (див. рис. 10, б—е) і в ранньому міоцені—пліоцені [Stovba et al., 2017a, б, 2019, 2020], їх поступовим зануренням та трансгресією в їхні межі моря можна також пояснити нагромадження великого обсягу відкладів пізнього еоцену—пліоцену в СЧБ і ЗЧБ і в прогині Сорокіна внаслідок надходження осадового матеріалу із сухопутних ділянок, що оточують ці басейни зокрема з тих, що знаходяться нині в глибоководній частині Чорного моря.

Як було показано, з огляду на характер субгоризонтальне залягання майкопських і молодших відкладів на крилах валів Андрусова і Шатського і виявлення значного розмиву давніших порід в склепіннях валів можна дійти висновку про те, що вони разом зі СЧБ і ЗЧБ і прогином Сорокіна занурилися на велику глибину лише у відносно недавньому минулому. Якщо це так, то, слід визнати, що і вся ванна Чорного моря або, як мінімум, його центральна і північна частини, опустилася на сучасні глибини також у недавній час.

Зазначимо, що ідеї стосовно виникнення глибоководного басейну Чорного моря лише в недавньому минулому, а саме наприкінці неогену або навіть на початку четвертинного часу, та навіть існування суходолу на значній глибоководній території сучасного моря до кінця мезозою, були висунуті та обґрунтовані за результатами ранніх досліджень Чорного моря. Огляд таких думок стосовно історії тектонічного розвитку Чорного моря можна знайти у працях [Геология..., 1969; Муратов, 1973; Туголесов, 1985; Finetti et al., 1988; Görür, 1988; Строеие..., 1989].

Наш висновок щодо відносно мілководних умов у крейдовому періоді близький

до позиції, висловленої у працях [Туголесов и др., 1985; Строеие..., 1989], в яких зроблено спробу показати, що у глибоководній зоні Чорного моря повсюдно залягають мезозойські платформні відклади завтовшки від 1 до 4 км. Проте на опублікованих сейсмічних розрізах і картах показано лише їхню еродовану поверхню, а подошва платформних відкладів залишилась не вивченою. Ці дослідники припустили, що швидке занурення Західночорноморського та Східночорноморського самостійних «синклінальних басейнів» почалося лише в палеоцені після підняття значної площі Чорного моря над рівнем моря та ймовірної часткової ерозії мезозойських товщ. Утім наш аналіз показує, що ерозійна границя, що демонструється на сейсмічних розрізах у праці [Туголесов и др., 1985], відповідає еродованій поверхні товщі, яка складається з крейдових та палеоцен-середньоеоценових порід. Ця поверхня, як показано вище, є основною ерозійною поверхнею у східній глибоководній частині та в межах усього північного континентального схилу Чорного моря. Якщо внести поправку у визначення часу формування цієї ерозійної поверхні, то висновок згаданих дослідників [Туголесов и др., 1985] щодо мілководних умов у Чорному морі можна віднести і до палеоцен-середньоеоценового часу. Тоді це повністю збігається із нашими реконструкціями.

Висновок про існування від крейди до пліоцену відносно неглибокого басейну з максимальною глибиною не більше перших сотень метрів, а не 2 км і більше, пояснює деякі ключові протиріччя існуючих геодинамічних моделей, що базуються на визнанні існування глибоководних (суб)океанічних басейнів в Чорному морі та драматичних (до 2 км і більше) короткочасних падінь рівня моря в пізньому еоцені [Tari et al., 2014; Krezsek et al., 2016] та/або пізньому міоцені [Ross, 1978; Hsü, Giovanoli, 1979; Vasiliev et al., 2015], з палеогеографічними реконструкціями, що свідчать про максимальні падіння рівня Чорного моря не більше як на кілька сотень метрів лише в пізньому міоцені [Finetti

et al., 1988; Görür, 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996; Tari et al., 2015; Popov et al., 2019].

Наприклад, у публікаціях [Tari et al., 2014; Krezsek et al., 2016] на підставі сейсмічних і бурових даних із румунської акваторії та інших геологічних спостережень з болгарського й турецького секторів Чорного моря наведено доводи стосовно величезного пізньоеоценового падіння рівня моря на 2—3 км. Проте згадані автори виходять із припущення про існування до цієї події морського басейну з глибиною понад 2 км. Водночас, якщо допустити існування відносно мілководного допізньоеоценового басейну та врахувати вплив еоценового стиснення, що викликало складчасті процеси та піднімання значної території Чорного моря, як це сталося в українському секторі і частині румунської акваторії (див. рис. 10, б), то всі геолого-геофізичні спостереження, наведені в публікаціях [Tari et al., 2014; Krezsek et al., 2016], можна легко пояснити без гіпотези про драматичне падіння рівня моря більш як на 2 км і формування на земній поверхні величезної депресії, не заповненої водою.

Те саме стосується і точки зору стосовно високоамплітудного (на 1300—1700 м) падіння рівня моря в пізньому міоцені [Hsü, Giovanoli, 1979; Robinson et al., 1996; Munteanu et al., 2011]. Одне з таких драматичних падінь могло статися на початку пізнього міоцену в херсонський час [Vasiliev et al., 2015; Popov et al., 2019], а друге відбулось наприкінці пізнього міоцену одночасно з месинською соляною кризою в Середземноморському регіоні (див., наприклад [Hsü, Giovanoli, 1979; Vasiliev et al., 2015]). Ця думка спирається насамперед на виявлення дуже мілководних відкладів у верхньоміоценовому розрізі у свердловинах DSDP 380A та 381, пробурених відповідно за глибини моря 2107 та 1728 м [Ross, 1978] у південній частині ЗЧБ (див. рис. 1). Це засвідчує, що глибина Чорного моря принаймні під час пізнього міоценового падіння рівня моря була дуже малою. Однак згідно із сучасними тектонічними й палеогеографічними реконструкціями, зниження рів-

ня моря в пізньому міоцені не перевищувало кількох сотень метрів [Finetti et al., 1988; Görür, 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996; Tari et al., 2015; Popov et al., 2019]. Відповідно, ці перепади рівня моря не могли радикально змінити глибоководну седиментацію на мілководну, якщо до вказаних подій глибина моря значно перевищувала амплітуду цих перепадів. Проте якщо взяти до уваги наші результати щодо палеобатиметрії Чорного моря протягом його геологічної еволюції, то результати буріння свердловин DSDP 380A та 381 можна пояснити відносно невеликим падінням рівня моря, яке узгоджуватиметься з результатами палеогеографічних реконструкцій останніх років.

**Висновки.** 1. У процесі узагальнення результатів інтерпретації регіональних сейсмічних профілів МСГТ із залученням інших геолого-геофізичних даних та чисельного моделювання отримано нові дані щодо геологічної історії українського сектора Чорного моря під час (а) активного розтягнення земної кори на рифтовому етапі (альб—сеноман), (б) доінверсійної фази пасивного термічного (пострифтового) занурення (турон—маастрихт і палеоцен—середній еоцен), (в) компресії Чорноморського регіону наприкінці середнього еоцену та (г) поновлення пострифтового занурення на фоні короткочасних фаз стиснення (пізній еоцен—початок раннього міоцену).

2. Крейдовий рифтогенез стався одночасно на всій акваторії українського сектора Чорного моря і, очевидно, в Криму, й утворив три протяжні рифтові басейни, кожен із яких складався із системи грабенів і напівграбенів, відокремлених один від одного та своїх бортів рифтовими скидами з вертикальною амплітудою до 2—3 км й більше. Один із субширотних рифтових басейнів (Каркінітсько-Губкінський) займав сучасні Каркінітський прогин, Крилівсько-Зміїну зону підняття, вал Губкіна та Сулинську депресію на Одеському шельфі. Другий субширотний басейн включав сучасні підняття Тетяєва, прогин Сорокіна, підводне продовження кримських складок і, очевидно, Кримські гори. Третій рифтовий

басейн простягався з північного заходу на південний схід та охоплював Евксинський грабен, вал Андрусова, СЧБ і вал Шатського. Найбільша глибина залягання підшови крейдового рифтового комплексу спостерігається в центральній частині ЗЧБ, де вона становить 15,5—16,5 км (12,0 с), а в СЧБ — 12,5—13,5 км (~10,0 с).

3. Інтенсивність крейдового рифтогенезу у Чорному морі була недостатньою для розпаду континентальної літосфери та формування океанічної кори або навіть повної «океанізації» континентальної літосфери. Отже, земна кора і літосфера, що підстилають ЗЧБ і СЧБ, за своєю природою є континентальними. До початку компресійних деформацій у пізньому еоцені архітектура Чорноморського басейну, зокрема утворення стоншеної земної кори під глибоководною частиною Чорного моря, могло бути кумулятивним ефектом кількох фаз розтягнення, що відбулися починаючи з пізнього палеозою або протягом мезозою, та ізостатичного відгуку на ці фази рифтогенезу.

4. Осадонагромадження під час допізньоеоценової постріфтової фази відбувалося у спокійних морських умовах на всій території досліджень без будь-яких ознак впливу активних тектонічних процесів. Турон-маастрихтській комплекс пізньої крейди та палеоцен-середньоеоценовий комплекс сформувалися на всій північній частині Чорного моря та на Кримському півострові, крім деяких ділянок на бортах рифтових басейнів (наприклад, Каламітський вал, Крайовий уступ). Ці два постріфтові комплекси були частково, а на значній території мілководного шельфу, континентального схилу та східної частини Чорного моря, навіть повністю розмиті внаслідок постседиментаційного піднімання осадових порід на земну поверхню під час фаз кайнозойського стиснення. Там, де породи збереглися від розмиву, їхні сейсмічні характеристики й товщини дуже подібні, що свідчить про подібність умов осадонагромадження як на мілководному шельфі, так і в сучасній глибоководній частині Чорного моря.

5. Тектонічно спокійне постріфтове занурення північної частини Чорного моря в кайнозой було перервано кількома активними фазами деформацій, спричинених регіональним стисненням. Найінтенсивніші складчасті та розривні деформації відбулися наприкінці середнього еоцену та в пізньому міоцені. Еоценова компресія спричинила сильні деформації осадового чохла, викликала часткову та повну інверсію більшості рифтових розломів і утворила величезний складчастий суходіл на північному шельфі і в сучасній глибоководній частині моря.

6. На місці крейдових рифтових структур, перекритих крейдово-середньоеоценовими постріфтовими породами, під дією еоценового стиснення сформувалися вали Андрусова та Шатського, що стали протяжними та широкими складками, висота яких стосовно поверхні моря могла сягати від 3 до 4 км, а можливо, й більше.

7. Деформація осадового наповнення Евксинського грабену і піднімання цього грабену уздовж корових розломів, що обмежують його, привели до формування високоамплітудного валу, який простягався уздовж сучасного континентального схилу. Більшість осадового чохла Евксинського грабену було еродовано перед його повним зануренням під рівень моря в пізньому міоцені, а частково навіть у голоцені.

8. Еоценовий суходіл займав широку зону Одеського шельфу і Кримського півострова, а в сучасній глибоководній частині Чорного моря він охоплював район Евксинського грабену, морського продовження кримських складок, прогину Сорокіна, підняття Тетяєва, вали Андрусова та Шатського і більшу частину СЧБ. Цей суходіл був важливим джерелом осадового матеріалу в навколишні морські басейни до кінця раннього міоцену, коли він майже весь занурився під воду.

9. Спрощені палеогеографічні реконструкції свідчать про те, що через еоценову інверсію Чорне море суттєво скоротило свої розміри. При цьому в його межах утворилися три не пов'язані між собою морські басейни, між якими сформувався



великий масив суші. ЗЧБ і СЧБ були відокремлені один від одного валами Андрусова та Архангельського, а на півдні — складчастим поясом Понтід. Морський басейн у північній частині Одеського шельфу був, очевидно, пов'язаний із морськими басейнами Передкарпаття та Передкавказзя і, ймовірно, з еоценовими прогинами Сорокіна і Туапсинського.

Первинний ареал поширення верхньоеоцен-середньоміоценових комплексів значно зменшився в пізньому міоцені внаслідок сильних деформацій, зумовлених наступними фазами стиснення та значними флуктуаціями рівня моря. Ці процеси привели відповідно до часткового або повного розмиву цих товщ у зонах інтенсивного формування складок і в межах новоутворених ділянок суходолу.

11. Отримані результати ставлять під сумнів погляди щодо існування глибоководного середовища в Чорному морі протягом його геологічної історії. Тільки під час рифтогенезу більш глибоководними ділянками (до 1 км і, можливо, більше) могли бути лише найбільш занурені частини (напів)грабенів, які формувалися в межах трьох великих рифтових басейнів. Сучасна глибоководна частина Чорного моря була відносно мілководним басейном протягом пострифтової фази еволюції з пізньої крейди до пліоцену або навіть плейстоцену. Глибина цього басейну ледь перевищувала кілька сотень метрів. Лише

після пліоцену глибина товщі води швидко зросла — понад 2 км.

12. Згідно з отриманими результатами, сучасні палеотектонічні реконструкції ЗЧБ і СЧБ, що ґрунтуються на припущеннях про спредінг морського дна у цих басейнах та/або різний час їхнього утворення, є помилковими. Із цього також випливає, що загальний погляд на задугові басейни як на малі океанічні басейни, що підстилаються новоствореною океанічною літосферою та еволюціонують з океаноподібною глибиною товщі води, не є універсально застосовними. Нові результати багато в чому суперечать сучасним уявленням про геологічну природу валу Андрусова, підняття Шатського (разом з валом Тетяєва) та інших структурно-тектонічних елементів Чорного моря. Це потребує подальших досліджень щодо уточнення та перегляду геодинамічних моделей всього Чорноморського регіону.

**Подяка.** Автори вдячні проф. О.М. Рукавову за корисні зауваження та високу оцінку виконаних досліджень, а також академіку НАН України В.І. Старостенку за постійну підтримку у виконанні досліджень. С.М. Стовба вдячний Національному науковому центру Польщі та Інституту геологічних наук Польської академії наук за надану можливість виконувати наукові дослідження під час активної фази російської агресії на територію України (проект 2022/01/3/ST10/00030).

### Список літератури

- Архангельский А.Д., Страхов Н.М. *Геологическое строение и история развития Черного моря*. Москва: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
- Афанасенков А.Р., Никишин А.М., Обухов А.Н. *Геология Восточно-Черноморского моря*. Москва: Научный мир, 2007. 198 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Крымская. Лист L-36-XXX. Объяснительная записка*. Ред. М.В. Муратов. Киев, 1973. 120 с.
- Геология СССР. Т. VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание*. Москва: Недра, 1969, 576 с.
- 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.
- Геология шельфа УССР. Литология*. Под ред. Е.Ф. Шнюкова. Киев: Наук. думка, 1985. 189 с.
- Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность*. Ред. Л.Т. Богаец, Г.К. Бондарчук, И.В. Лесков. Киев: Наук. думка. 1986. 152 с.
- Геология шельфа УССР. Тектоника*. Ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 1987. 152 с.

- Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотнікова Л.Ф., Іванік М.М., Якушин Л.М., Іщенко І.І. *Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря*. Київ: Вид. Ін-ту геол. наук НАН України, 2006. 171 с.
- Сгер Д.О., Попадюк І.В., Стовба С.М., Ратушний В.С., Хрящевська О.І., Макєєв В.Г., Губич І.Б. Застосування сучасних методів обробки та інтерпретації геолого-геофізичних даних при відкритті нафтового родовища на структурі Субботіна (Чорне море). *Нафтова і газова промисловість*. 2008. № 2. С. 4—7.
- Іванников А.В., Иноземцев Ю.И., Ступина Л.В. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений континентального склона Черного моря. В кн.: *Геология и полезные ископаемые Черного моря*. Киев: Наук. думка, 1999. С. 253—262.
- Іванников А.В., Ступина Л.В. Стратиграфия глубоководных отложений континентального склона Крыма по результатам 57-го рейса НИС «Профессор Водяницкий». *Геологичний журнал*. 2003. № 1. С. 40—41.
- Маловицкий Я.П., Терехов А.А., Шимкус К.М. Строение верхней части осадочной толщи и некоторые черты развития периферийной зоны Черноморской впадины в кайнозое. В кн.: *Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей*. Москва: Наука, 1979. С. 7—25.
- Муратов М.В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. *Бюллетень МОИП. Отг. геол.* 1955. Т. 30. Вып. 5. С. 27—50.
- Муратов М.В. *Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. II. Геология Крымского полуострова*. Москва: Недра, 1973. 192 с.
- Попадюк И., Стовба С., Хрящевская О. Новая геологична карта Гірського Криму масштабу 1:200000 та її стратиграфічне підґрунтя. *Матеріали междунар. науч. конф. «Стратиграфия осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя»*. Киев, 2013. С. 117—118.
- Попадюк И., Стовба С., Хрящевская О. Новая геологична карта кримських гір масштабу 1:200000. *Матеріали міжнародної конференції «Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки»*. Львів: Вид. Львів. нац. ун-ту ім. І. Франка, 2015. С. 175—178.
- Попадюк И., Хрящевская О., Стовба С. Нижнемеловые отложения и геологическое строение окрестностей с. Прохладное (Крым). *Матеріали міжнародної конференції «Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки»*. Львів: Вид. Львів. нац. ун-ту ім. І. Франка, 2015. С. 173—175.
- Стовба С.М., Попадюк І.В. *Сейсморозвідувальні регіональні дослідження МСГТ в межах українського сектора акваторії Чорного моря. Звіт № 14/200/05. Результати робіт*. Київ: Фонди ДП «Науканафтогаз», 2009.
- Стовба С.М., Тополюк В.В., Победаш М.С., Смекаліна Л.В., Хрящевська О.І., Пилипчук І.А., Олексієнко І.А., Сович Т.А., Сварчевська І.Б., Каменчук Г.С., Тополюк Г.М., Нікіфорук О.П., Забельська В.К. Літвіненко Ю.А., Бойченко В.С., Семенчик Е.Д., Бала В.В. *Вивчення будови та еволюції Азово-Чорноморського басейну. Звіт по темі 113/99*. Київ: Укргеофізика, 2003. 291 с.
- Стовба С.М., Фенота П.О., Тищенко А.П., Венгрович Д.Б., Хрящевська О.І. Крейдовий рифтогенез в геологічній історії українського сектора чорного моря. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2023. № 100. С. 48—57.
- Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря*. Отв. ред. В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский. Москва: Наука, 1989. 208 с.
- Сулимов И.Н. *Геология и прогноз нефтегазодности района острова Змеиный в Черном море*. Одеса: Астропринт, 2001. 105 с.
- Тектоника Украины*. Ред. С.С. Круглов, А.К. Цыпко. Москва: Недра, 1988. 254 с.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалей Е.М. *Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины*. Москва: Недра, 1985. 215 с.
- Хрящевская О.И., Стовба С.Н., Попадюк И.В. Стратиграфическая основа геолого-геофизических исследований Одесского шельфа

- Чорного моря: состояние, проблемы и пути их решения. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 3. С. 17—31.
- Хрящевская О.И., Стовба С.Н., Стефенсон Р.А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мелу—неогене. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 5. С. 28—49.
- Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. *Минеральные богатства Черного моря*. Киев: Нац. акад. наук Украины, Нац. науч.-природоведч. музей, Отд.-ние мор. геологии и осадоч. рудообразования, 2004. 276 с.
- Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Иноземцев Ю.И., Орловский Г.Н., Маслаков Н.А., Рыбак Е.Н., Луцив Я.К., Парышев А.А. Литолого-стратиграфическая характеристика донных отложений Крымского шельфа и глубоководной части Черного моря. *Геолог. журн.* 2003. № 1. С. 9—23.
- Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. *Палеостровная дуга севера Черного моря*. Киев: Нац. акад. наук Украины, Нац. науч.-природоведч. музей, Отд.-ние мор. геологии и осадоч. рудообразования, 1997. 288 с.
- Barrier, E., & Vrielynck, B. (2008). *Palaeotectonic Map of the Middle East, Tectonosedimentary-Palinspastic Maps from Late Norian to Pliocene. Atlas of 14 Maps, Scale 1:18 500 500*. Commission for the Geological Map of the World (CGMW/CCGM/UNESCO), Paris. Retrieved from <http://www.ccgw.org>.
- Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J.F., & Brunet, M.F. (2018). *Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene*. CCGM/CGMW, Paris. Retrieved from <https://ccgm.org/en/>.
- Bilim, F., Attila, A., Abdullah, A.M., Nuri, D., Sinan, K., & Erbek, E. (2021). Crustal thickness in the Black Sea and surrounding region, estimated from the gravity data. *Marine and Petroleum Geology*, 123, 104735. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104735>.
- Cloetingh, S., Spadinil, G., Van Wees, J.D., & Beekman, F. (2003). Thermo-mechanical modelling of Black Sea Basin (de)formation. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 169—184. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00287-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00287-7).
- Cooper, M.A., Williams, G.D., Graciansky, P.C., Murphy, R.W., Needham, T., de Paor, D., Stoneley, R., Todd, S.P., Turner, J.P., & Ziegler, P.A. (1989). Inversion tectonics — a discussion. In I.A. Cooper, G.D. Williams (Eds.), *Inversion Tectonics* (Vol. 44, pp. 335—347). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.1>.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30(117-118), 197—324.
- Gillet, H., Lericolais, G., & Réhault, J.P. (2007). Messinian event in the Black Sea: evidence of a Missinian erosional surface. *Marine Geology*, 244, 142—165. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.06.004>.
- Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147, 247—262. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90189-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90189-8).
- Graham, R., Kaymakci, N., & Horn, B.W. (2013). The Black Sea: something different? *GEO EXPRO*, 10, 58—62.
- Hippolyte, J.C., Espurt, N., Kaymakci, N., Sangu, E., & Müller, C. (2015). Cross-sectional anatomy and geodynamic evolution of the Central Pontide orogenic belt (northern Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 81—106. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-015-1170-6>.
- Hippolyte, J.C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., & Gintov, O. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298—314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009>.
- Hsü, K.J., & Giovanoli, F. (1979). Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 75—93. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(79\)90075-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(79)90075-0).
- Krezsek, C., Schleder, Z., Bega, Z., Ionescu, G., & Tari, G. (2016). The Messinian sea-level fall in the western Black Sea: small or large? Insights from offshore Romania. *Petroleum Geoscience*, 22, 392—399. <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-093>.



- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., & Popadyuk, I. (2009). V. Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *Leading Edge*, 29(9), 1024—1029. <https://doi.org/10.1190/1.3236371>.
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., & Stephenson, R.A. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In R.A. Stephenson (Ed.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 137—157). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.8>.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Krischev, K., Montadert, L., & Sungurlu, O. (1977). The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data. In B. Biju-Duval, L. Montadert (Eds.), *Structural History of the Mediterranean Basins* (pp. 363—376). Paris: Editions Technip.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25—32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7).
- Meisner, L.B., & Tugolesov, D.A. (2003). Key reflecting horizons in sedimentary fill seismic records of the Black Sea Basin (Correlation and stratigraphic position). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 11(6), 606—619.
- Menlikli, C., Demirer, A., Sipahioğlu, Ö., Körpe, L. & Aydemir, V. (2009). Exploration plays in the Turkish Black Sea. *The Leading Edge*, 28, 1066—1075.
- Meredith, D.J., & Egan, S.S. (2002). The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modelling. *Tectonophysics*, 350(2), 157—179. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00121-X).
- Monteleone, V., Minshull, T.A., & Marin-Moreno, H. (2019). Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data. *Tectonics*, 38(8), 2646—2667. <https://doi.org/10.1029/2019TC005523>.
- Morosanu, I. (2002). Inverted structural types of the Romanian offshore (Black sea). In C. Dinu, V. Mocanu (Eds.), *Geology and Tectonics of the Romanian Black Sea Shelf and Its Hydrocarbon Potential*, (Vol. 2, pp. 21—28). Bucharest: Vergiliu.
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., & Cloetingh, S. (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*, 30(5), 1—21. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002865>.
- Munteanu, I., Diviaco, P., Sauli, C., Dinu, C., Burca, M., Panin, N., & Brancatelli, G. (2018). New Insights into the Black Sea Basin, in the Light of the Reprocessing of Vintage Regional Seismic Data. In C.W. Finkl, C. Makowski (Eds.), *Diversity in Coastal Marine Sciences* (pp. 91—114). Coastal Research Library, 23. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-57577-3\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-57577-3_6).
- Nikishin, A.M., Cloetingh, S., Brunet, M.-F., Stephenson, R., Bolotov, S.N., & Ershov, A.V. (1998). Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics. In S. Crasquin-Soleau, E. Barrier (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms* (pp. 163—176). Paris: Mem. Mus. Nat. Hist. Natur., 177.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., & Brunet, M.F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 149—168. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00286-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00286-5).
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015a). 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*, 59, 638—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Wannier, M., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015b). 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*, 59, 656—670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., & Fokin, P.A. (2012). Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea — Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 571—634. <http://doi.org/10.3906/yer-1005-22>.

- Okay, A.I., & Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57(5-8), 1—26 <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267—270. <http://doi.org/10.1130/0091-7613>.
- Okay, A.I., & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth, M. Séranne (Eds.), *The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (Vol. 156, pp. 475—515). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22>.
- Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., & Khriachtchevskaia, O.I. (2013). The new geological map of the Crimea mountains by SPK — Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea region. *Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea — Caucasus Workshop, 24—25 June, Tbilisi, Georgia* (pp. 48—50).
- Popov, S.V., Rostovtseva, Yu.V., Pinchuk, T.N., Patina, I.S., & Goncharova, I.A. (2019). Oligocene to Neogene paleogeography and depositional environments of the Euxinian part of Paratethys in Crimean-Caucasian junction. *Marine and Petroleum Geology*, 103, 163—175. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.02.019>.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Marine Geology*, 182(3-4), 265—278. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00236-5).
- Robinson, A.G., & Kerusov, E. (1997). 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* (pp. 369—380). Tulsa: Amer. Assoc. Petr. Geol., Memoir (68).
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., & Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum Geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195—223. [doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)00042-9](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)00042-9).
- Robinson, A.G., Spadini, G., & Cloetingh, S. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modelling. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 821—836. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98850-5](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98850-5).
- Ross, A.D. (1978). Black Sea Stratigraphy (pp. 17—27). DSDP Leg. 42 B.W.H.O. Institution, Woods Hole Oceanographic Institution. Washington.
- Saintot, A., Brunet, M.-F., Yakovlev, F., Sébrier, M., Stephenson, R.A., Ershov, A., Chalot-Prat, F., & McCann, T. (2006a). The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Greater Caucasus. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 277—289). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.16>.
- Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006b). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 481—505). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.
- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in Eastern Black Sea. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.
- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in Eastern Black Sea. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. [doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x).
- Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: Examples from western Turkey. In M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (Eds.), *Continental Extensional Tectonics* (Vol. 28, pp. 575—589). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.38>.
- Sheremet, Y., Sosson, M., Muller, C., Gintov, O., Murovskaya, A., & Yegorova, T. (2016a). Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and

- structural data. In M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 265—305). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.
- Sheremet, Y., Sosson, M., Ratzov, G., Sydorenko, G., Voitsitskiy, Z., Yegorova, T., Gintov, O., & Murovskaya, A. (2016). An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics*, 688, 84—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.015>.
- Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N. (2017). Crustal structure of the Mid Black Sea High from wide-angle seismic data. In M.D. Simmons, G.C. Tari, A.I. Okay (Eds.), *Petroleum geology of the Black Sea* (Vol. 464, pp. 19—32). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP464.6>.
- Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N. (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37(1), 7—10. <https://doi.org/10.1130/G25302A.1>.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A., & Scott, C.L. (2008). Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3-4), 360—378. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.033>.
- Simmons, M.D., Tari, G.C., & Okay, A.I. (2018). Petroleum geology of the Black Sea: introduction. In M.D. Simmons, G.C. Tari, A.I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea* (Vol. 464, pp. 1—18). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP464.15>.
- Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Roland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Erukidze, O., & Mosar, J. (2016). The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(1), 23—32. [doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002](https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002).
- Spadini, G., Robinson, A., & Cloetingh, S. (1996). Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: prerift lithosphere controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266(1-4), 139—154. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00187-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00187-4).
- Spadini, G., Robinson, A., & Cloetingh, S. (1997). Thermo-mechanical modelling of Black Sea Basin formation, subsidence and sedimentation. In A. Robinson (Ed.), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding areas* (Vol. 68, pp. 19—38). Am. Assoc. Pet. Geol., Mem.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., & Sava, C. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381, 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Stephenson, R., Mart, Y., Okay, A., Robertson, A., Stovba, S., Khriachtchevskaia, O., & Saintot, A. (2004). TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton to Arabian Craton (Red Star to Red Sea). In W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P.À. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Geological and Geophysical Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas*. Part 2, CD ROM.
- Stephenson, R., & Schellart, W.P. (2010). 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* (Vol. 340, pp. 11—21). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.2>.
- Stephenson, R., & Stovba, S. (2022). Review of the main Black Sea rifting phase in the Cretaceous and implications for the evolution of the Black Sea lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 149, 101891. [doi.org/10.1016/j.jog.2021.101891](https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101891).
- Stovba, S., & Khriachtchevskaia, O. (2011). Driving and triggering mechanisms of inversion tectonics in the Ukrainian Black Sea. *Abstracts of the 3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region. Bucharest, Romania, 1—10 October* (pp. 177—179).
- Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., & Popady-



- uk, I.V. (2013). 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, Tbilisi, Georgia* (pp. 65—67).
- Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., & Popadyuk, I.V. (2009). Hydrocarbon Bearing Area in the Eastern Part of the Ukrainian Black Sea. *The Leading Edge*, 29(9), 1042—1045.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Fenota, P.O., & Khriachtchevskaia, O.I. (2020). Geological structure and tectonic evolution of the Ukrainian sector of the Black Sea. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 42(5), 50—106. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215072>.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., & Fenota, P.O. (2017a). Crimea and Ukrainian Black Sea: the origin, tectonics and evolution. *Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kiev* (pp. 577—581). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701798>.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., & Fenota, P.O. (2017b). The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: The Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. *Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kiev* (pp. 20—24). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701799>.
- Stovba, S.M., & Stephenson, R.A. (2019). Reappraisal of the main Black Sea rifting phase in the Cretaceous and implications for the pre-rift history of the Black Sea lithosphere. *Abstracts of AAPG GTW: Exploration and Production in the Black Sea, Caucasus, and Caspian Region. Batumi, Georgia, 18—19 September 2019* (pp. 1—7).
- Sydorenko, O., Stephenson, R., Yegorova, T., Starostenko, V., Tolkunov, A., Janik, T., Majdanski, M., Voitsitskiy, Z., Rusakov, O., & Omelchenko, V. (2016). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 307—321). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP428.15>.
- Tari, G., (2015). Is the Black Sea really a back-arc basin? *Transactions of the GCSEPM Foundation Perkins—Rosen 34th Annual Research Conference on Petroleum Systems in Rift Basins* (pp. 510—520).
- Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Schleder, Z., Turi, V., & Krezsek, C. (2015). Regional Rift Structure of the Western Black Sea Basin: Map-View Kinematics. In *Petroleum Systems in «Rift» Basins* (pp. 372—395). <https://doi.org/10.5724/gcs.15.34.0372>.
- Tari, G., Kosi, W., Fallah, M., Siedl, W., Kwieciniski, E., Bega, Z., Krezsek, C., Raileanu, A., Borosi, V., & Schleder, Z. (2014). Messinian-style drawdown in the Black Sea at the End Eocene. *AAPG Search and Discovery Article 90194, AAPG International Conference and Exhibition, 14—17 September 2014, Istanbul, Turkey*.
- Tari, G.C., & Simmons, M.D. (2018). History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types. In M.D. Simmons, G.C. Tari, A.I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea* (Vol. 464, pp. 439—475). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP464.16>.
- Vasiliev, I, Reichart, G-J., Grothe, A., Sinninghe-Damsté, J.S., Krijgsman, W., Sangiorgi, F., & van Roij, L. (2015). Recurrent phases of drought in the upper Miocene of the Black Sea region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 423, 18—31. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.020>.
- Zonenshain, L.P., & Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181—211. [https://doi.org/10.1016/0040-951\(86\)90197-6](https://doi.org/10.1016/0040-951(86)90197-6).

## History of the geological development of the Ukrainian sector of the Black Sea from the middle Early Cretaceous to the beginning of the Late Miocene

*S. Stovba*<sup>1,2</sup>, *R. Stephenson*<sup>3</sup>, *A. Tyshchenko*<sup>4,5</sup>, *P. Fenota*<sup>5</sup>,  
*D. Vengrovych*<sup>1</sup>, *S. Mazur*<sup>2</sup>, 2023

<sup>1</sup>S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

<sup>2</sup>Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Krakow, Poland

<sup>3</sup>School of Geosciences, University of Aberdeen, Scotland

<sup>4</sup>Institute of Geology, Taras Shevchenko National University, Kyiv, Ukraine

<sup>5</sup>JSC Ukrgasvydobuvannya, Kyiv, Ukraine

Regional seismic investigations have made it possible to obtain new knowledge on the geological history of the Ukrainian sector of the Black Sea during rifting from Albian to Cenomanian, post-rift subsidence (Turonian—Maastrichtian and Paleocene—Middle Eocene), tectonic compression at the end of the middle Eocene and post-rift subsidence interrupted by a series of short-lived, compressional events (late Eocene — the beginning of the Early Miocene). Rifting occurred simultaneously in the entire area of study and formed three long rift basins, each of which consisted of a system of (half)grabens, separated from each other and their margins by faults with amplitudes of up to 3 km. The intensity of Cretaceous rifting was significantly less than would be required to produce continental lithosphere break-up and oceanic crust formation, or through-going «oceanisation» of continental lithosphere. Sedimentation during the pre-Late Eocene post-rift phase took place in relatively shallow marine conditions. Eocene compression caused a strong deformation of the sedimentary cover, partial and complete inversion of rift faults and the formation of three largely separate sea basins, between which a large landmass arose. The primary area of deposition of sedimentary sequences was significantly reduced due to strong deformations caused by compressional phases in the Late Miocene. That which is now the deep Black Sea was a relatively shallow basin until the beginning or even the end of the Pleistocene. Only thereafter did the water depth increase rapidly to more than 2 km. Research results indicate that modern tectonic reconstructions of the Western Black Sea and Eastern Black Sea basins, which are based on assumptions about the formation of the (sub)oceanic crust in these basins and/or different times of their formation, look unreliable. It also follows that any view of back-arc basins as small oceanic basins is not universally applicable.

**Key words:** Black Sea, Odesa Shelf, Eastern Black Sea Basin, Western Black Sea Basin, Andrusov High, tectonic evolution, inverted rift structures, riftogenesis, compression, Mesozoic, Cenozoic, seismic interpretation.

### References

- Arkhangelskiy, A.D., & Strakhov, N.M. (1938). *Geological structure and history of the development of the Black Sea*. Moscow: Publ. House of the Academy of Sciences of the USSR, 226 p. (in Russian).
- Afanasenkov, A.R., Nikishin, A.M., & Obukhov, A.N. (2007). *Geology of the East Black Sea*. Moscow: Nauchny Mir, 198 p. (in Russian).
- Muratov, M.V. (Ed.). (1973). *Geological map of the*

- USSR, scale 1:200000. Crimean series. Sheet L-36-XXX. Explanatory letter. Kyiv, 120 p. (in Russian).
- Geology of the USSR. Vol. VIII. Crimea. Part 1. Geological description. (1969). Moscow: Nedra, 576 p. (in Russian).
- Astakhova, T.V., Gorbach, S.V., Kraev, E.Yu. (Eds.). (1984). *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR (shelf and coast of the Black Sea). Stratigraphy*. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Shnyukov, E.F. (Ed.). (1985). *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Lithology*. Kiev: Naukova Dumka, 189 p. (in Russian).
- Bogaets, L.T., Bondarchuk, G.K., & Leskov, I.V. (Eds.). (1986). *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Oil and gas potential*. Kiev: Naukova Dumka, 152 p. (in Russian).
- Shnyukov, E.F. (Ed.). (1987). *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Tectonics*. Kiev: Naukova Dumka, 152 p. (in Russian).
- Hozhyk, P.F., Maslun, N.V., Plotnikova, L.F., Ivanik, M.M., Yakushyn, L.M., & Ishchenko, I.I. (2006). *Stratigraphy of the Meso-Cenozoic sediments of the northwestern shelf of the Black Sea*. Kyiv: Ed. Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, 171 p. (in Ukrainian).
- Yeher, D.O., Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., Ratushnyy, V.S., Khriachtchevskaia, O.I., Makeev, V.G., & Hubysh, I.B. (2008). Application of modern methods of processing and interpretation of geological and geophysical data during the discovery of an oil field on the Subbotin structure (Black Sea). *Naftova i hazova promyslovisht, (2)*, 4—7 (in Ukrainian).
- Ivannikov, A.V., Inozemtsev, Yu.I., & Stupina, L.V. (1999). Stratigraphy of Mesozoic and Cenozoic deposits of the continental slope of the Black Sea. In *Geology and minerals of the Black Sea* (pp. 253—262). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Ivannikov, A.V., & Stupina, L.V. (2003). Stratigraphy of deep-water sediments of the Crimean continental slope based on the results of Cruise 57 of the SRS «Professor Vodyanitsky». *Geologicheskii Zhurnal, (1)*, 40—41 (in Russian).
- Malovitskiy, Ya.P., Terekhov, A.A., & Shimkus, K.M. (1979). The structure of the upper part of the sedimentary sequence and some features of the development of the peripheral zone of the Black Sea depression in the Cenozoic. In *Geological and geophysical studies of the Mediterranean and Black Seas* (pp. 7—25). Moscow: Nauka (in Russian).
- Muratov, M.V. (1955). History of tectonic development of the Black Sea deep basin and its possible origin. *Bulletin MOIP. Department of Geology, 30(5)*, 27—50 (in Russian).
- Muratov, M.V. (1973). *Guide to educational geological practice in the Crimea. Vol. II. Geology of the Crimean Peninsula*. Moscow: Nedra, 192 p. (in Russian).
- Popadyuk, I., Stovba, S., & Khriachtchevskaia, O. (2013). A new geological map of the Mountainous Crimea on a scale of 1:200,000 and its stratigraphic basis. *Proc. of the International Scientific conf. «Stratigraphy of sedimentary formations of the Upper Proterozoic and Phanerozoic»*, Kiev (pp. 117—118) (in Ukrainian).
- Popadyuk, I., Stovba, S., Khriachtchevskaia, O. (2015a). New geological map of the Crimean mountains on a scale of 1:200,000. *Proc. of the International Scientific conf. «Fundamental significance and applied role of geological education and science»* (pp. 175—178). Lviv: Publ. of the I. Franko Lviv National University (in Ukrainian).
- Popadiuk, I., Khriachtchevskaia, O., & Stovba, S. (2015b). Lower Cretaceous deposits and geological structure of the environs v. Prokhladnoye (Crimea). *Proc. of the International Scientific conf. «Fundamental significance and applied role of geological education and science»* (pp. 175—178). Lviv: Publ. of the I. Franko Lviv National University (in Russian).
- Stovba, S.M., & Popadyuk, I.V. (2009). *Seismic reconnaissance regional studies of MSGT within the Ukrainian sector of the Black Sea water area. Report No. 14/200/05. Results of works*. Kyiv: Foundations of SE Naukanaftoga (in Ukrainian).
- Stovba, S.M., Topolyuk, V.V., Pobedash, M.S., Smekalina, L.V., Khriachtchevskaia, O.I., Pylpchuk, I.A., Oleksienko, I.A., Sovych, T.A., Svarchevska, I.B., Kamenchuk, G.S., Topolyuk, H.M., Nikiforuk, O.P., Zabelska, V.K., Litvynenko, Yu.A., Boychenko, V.S., Semenchyk, E.D., & Bala, V.V. (2003). *Study of the*



- structure and evolution of the Azov-Black Sea basin. Report on the topic 113/99.* Kyiv: Ukrgeofizika, 291 p. (in Ukrainian).
- Stovba, S., Fenota, P., Tyshchenko, A., Vengrovich, D., & Khriashchevska, O. (2023). *Cretaceous rifting in the geological history of the Ukrainian sector of the Black Sea. Bulletin of Taras Shevchenko Kyiv National University. Geology*, (100), 48—57 (in Ukrainian).
- Belousov, V.V., & Volvovskiy, B.S. (1989). *Structure and evolution of the earth's crust and upper mantle of the Black Sea.* Moscow: Nauka, 208 p. (in Russian).
- Sulimov, I.N. (2001). *Geology and forecast of oil and gas potential in the area of Zmeiny Island in the Black Sea.* Odessa: Astroprint, 105 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Tsypko, A.K. (Eds.). (1988). *Tectonics of Ukraine.* Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Tugolesov, D.A., Gorshkov, A.S., Meisner, L.B., Soloviev, V.V., & Khakhaley, E.M. (1985). *Tectonics of the Meso-Cenozoic deposits of the Black Sea depression.* Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.N., & Popadyuk, I.V. (2009). Stratigraphic basis of geological and geophysical studies of the Odessa Shelf of the Black Sea: state, problems and ways to solve them. *Geofizicheskii Zhurnal*, 31(3), 17—31 (in Russian).
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.N., & Stephenson, R.A. (2007). One-dimensional modeling of the history of tectonic subsidence of the Black (northwestern shelf) and Azov Seas in the Cretaceous-Neogene. *Geofizicheskii Zhurnal*, 29(5), 28—49 (in Russian).
- Shnyukov, E.F., & Ziborov, A.P. (2004). *Mineral wealth of the Black Sea.* Kyiv: National Academy of Sciences of Ukraine, National Science and Natural History. Museum, Department of Marine Geology and Sedimentary Ore Formation, 276 p. (in Russian).
- Shnyukov, E.F., Ivannikov, A.V., Inozemtsev, Yu.I., Orlovskiy, G.N., Maslakov, N.A., Rybak, E.N., Lushchiv, Ya.K., & Paryshev, A.A. (2003). Lithological and stratigraphic characteristics of bottom sediments of the Crimean shelf and the deep-water part of the Black Sea. *Geologicheskii Zhurnal*, (1), 9—23 (in Russian).
- Shnyukov, E.F., Shcherbakov, I.B., & Shnyukova, E.E. (1997). *Paleo-island arc of the north of the Black Sea.* Kyiv: Kyiv: National Academy of Sciences of Ukraine, National Science and Natural History. Museum, Department of Marine Geology and Sedimentary Ore Formation, 288 p. (in Russian).
- Barrier, E., & Vrielynck, B. (2008). *Palaeotectonic Map of the Middle East, Tectonosedimentary-Palinspastic Maps from Late Norian to Pliocene. Atlas of 14 Maps, Scale 1:18 500 500.* Commission for the Geological Map of the World (CGMW/CCGM/UNESCO), Paris. Retrieved from <http://www.ccgm.org>.
- Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J.F., & Brunet, M.F. (2018). *Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene.* CCGM/CGMW, Paris. Retrieved from <https://ccgm.org/en/>.
- Bilim, F., Attila, A., Abdullah, A.M., Nuri, D., Sinan, K., & Erbek, E. (2021). Crustal thickness in the Black Sea and surrounding region, estimated from the gravity data. *Marine and Petroleum Geology*, 123, 104735. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104735>.
- Cloetingh, S., Spadinil, G., Van Wees, J.D., & Beekman, F. (2003). Thermo-mechanical modelling of Black Sea Basin (de)formation. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 169—184. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00287-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00287-7).
- Cooper, M.A., Williams, G.D., Graciansky, P.C., Murphy, R.W., Needham, T., de Paor, D., Stoneley, R., Todd, S.P., Turner, J.P., & Ziegler, P.A. (1989). Inversion tectonics — a discussion. In I.A. Cooper, G.D. Williams (Eds.), *Inversion Tectonics* (Vol. 44, pp. 335—347). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.1>.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30(117-118), 197—324.
- Gillet, H., Lericolais, G., & Réhault, J.P. (2007). Messinian event in the Black Sea: evidence of a Missinian erosional surface. *Marine Geol-*

- ogy, 244, 142—165. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.004>.
- Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147, 247—262. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90189-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90189-8).
- Graham, R., Kaymakci, N., & Horn, B.W. (2013). The Black Sea: something different? *GEO EXPRO*, 10, 58—62.
- Hippolyte, J.C., Espurt, N., Kaymakci, N., Sangu, E., & Müller, C. (2015). Cross-sectional anatomy and geodynamic evolution of the Central Pontide orogenic belt (northern Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 81—106. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-015-1170-6>.
- Hippolyte, J.C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., & Gintov, O. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298—314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009>.
- Hsü, K.J., & Giovanoli, F. (1979). Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 75—93. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(79\)90075-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(79)90075-0).
- Krezsek, C., Schleder, Z., Bega, Z., Ionescu, G., & Tari, G. (2016). The Messinian sea-level fall in the western Black Sea: small or large? Insights from offshore Romania. *Petroleum Geoscience*, 22, 392—399. <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-093>.
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., & Popadyuk, I. (2009). V. Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *Leading Edge*, 29(9), 1024—1029. <https://doi.org/10.1190/1.3236371>.
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., & Stephenson, R.A. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In R.A. Stephenson (Ed.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 137—157). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.8>.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Krischev, K., Montadert, L., & Sungurlu, O. (1977). The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data. In B. Biju-Duval, L. Montadert (Eds.), *Structural History of the Mediterranean Basins* (pp. 363—376). Paris: Editions Technip.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25—32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7).
- Meisner, L.B., & Tugolesov, D.A. (2003). Key reflecting horizons in sedimentary fill seismic records of the Black Sea Basin (Correlation and stratigraphic position). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 11(6), 606—619.
- Menlikli, C., Demirer, A., Sipahioğlu, Ö., Körpe, L., & Aydemir, V. (2009). Exploration plays in the Turkish Black Sea. *The Leading Edge*, 28, 1066—1075.
- Meredith, D.J., & Egan, S.S. (2002). The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modelling. *Tectonophysics*, 350(2), 157—179. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00121-X).
- Monteleone, V., Minshull, T.A., & Marin-Moreno, H. (2019). Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data. *Tectonics*, 38(8), 2646—2667. <https://doi.org/10.1029/2019TC005523>.
- Morosanu, I. (2002). Inverted structural types of the Romanian offshore (Black sea). In C. Dinu, V. Mocanu (Eds.), *Geology and Tectonics of the Romanian Black Sea Shelf and Its Hydrocarbon Potential*, (Vol. 2, pp. 21—28). Bucharest: Vergiliu.
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., & Cloetigh, S. (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*, 30(5), 1—21. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002865>.
- Munteanu, I., Diviacco, P., Sauli, C., Dinu, C., Burca, M., Panin, N., & Brancatelli, G. (2018). New Insights into the Black Sea Basin, in the Light of the Reprocessing of Vintage Regional Seismic Data. In C.W. Finkl, C. Makowski (Eds.), *Diversity in Coastal Marine Sciences* (pp. 91—114). Coastal Research Library, 23. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-57577-3\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-57577-3_6).

- Nikishin, A.M., Cloetingh, S., Brunet, M.-F., Stephenson, R., Bolotov, S.N., & Ershov, A.V. (1998). Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics. In S. Crasquin-Soleau, E. Barrier (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms* (pp. 163—176). Paris: Mem. Mus. Nat. Hist. Natur., 177.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., & Brunet, M.F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 149—168. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00286-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00286-5).
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015a). 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*, 59, 638—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Wannier, M., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015b). 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*, 59, 656—670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., & Fokin, P.A. (2012). Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea — Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 571—634. <http://doi.org/10.3906/yer-1005-22>.
- Okay, A.I., & Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57(5-8), 1—26 <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267—270. <http://doi.org/10.1130/0091-7613>.
- Okay, A.I., & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth, M. Séranne (Eds.), *The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (Vol. 156, pp. 475—515). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22>.
- Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., & Khriachtchevskaia, O.I. (2013). The new geological map of the Crimea mountains by SPK — Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea region. *Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea — Caucasus Workshop, 24—25 June, Tbilisi, Georgia* (pp. 48—50).
- Popov, S.V., Rostovtseva, Yu.V., Pinchuk, T.N., Patina, I.S., & Goncharova, I.A. (2019). Oligocene to Neogene paleogeography and depositional environments of the Euxinian part of Paratethys in Crimean-Caucasian junction. *Marine and Petroleum Geology*, 103, 163—175. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.02.019>.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Marine Geology*, 182(3-4), 265—278. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00236-5).
- Robinson, A.G., & Kerusov, E. (1997). 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* (pp. 369—380). Tulsa: Amer. Assoc. Petr. Geol., Memoir (68).
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., & Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum Geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195—223. [doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)00042-9](http://doi.org/10.1016/0264-8172(95)00042-9).
- Robinson, A.G., Spadini, G., & Cloetingh, S. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modelling. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 821—836. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98850-5](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98850-5).
- Ross, A.D. (1978). Black Sea Stratigraphy (pp. 17—27). DSDP Leg. 42 B.W.H.O. Institution, Woods Hole Oceanographic Institution. Washington.
- Saintot, A., Brunet, M.-F., Yakovlev, F., Sébrier, M., Stephenson, R.A., Ershov, A., Chalot-Prat, F., & McCann, T. (2006a). The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Greater Caucasus. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 277—289). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.16>.

- Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 481—505). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.
- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in Eastern Black Sea. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.
- Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in Eastern Black Sea. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. [doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x).
- Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: Examples from western Turkey. In M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (Eds.), *Continental Extensional Tectonics* (Vol. 28, pp. 575—589). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.38>.
- Sheremet, Y., Sosson, M., Muller, C., Gintov, O., Murovskaya, A., & Yegorova, T. (2016a). Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 265—305). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.
- Sheremet, Y., Sosson, M., Ratzov, G., Sydorenko, G., Voitsitskiy, Z., Yegorova, T., Gintov, O., & Murovskaya, A. (2016b). An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics*, 688, 84—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.015>.
- Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N. (2017). Crustal structure of the Mid Black Sea High from wide-angle seismic data. In M.D. Simmons, G.C. Tari, A.I. Okay (Eds.), *Petroleum geology of the Black Sea* (Vol. 464, pp. 19—32). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP464.6>.
- Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N. (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37(1), 7—10. <https://doi.org/10.1130/G25302A.1>.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A., & Scott, C.L. (2008). Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3-4), 360—378. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.033>.
- Simmons, M.D., Tari, G.C., & Okay, A.I. (2018). Petroleum geology of the Black Sea: introduction. In M.D. Simmons, G.C. Tari, A.I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea* (Vol. 464, pp. 1—18). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP464.15>.
- Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Roland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Enukidze, O., & Mosar, J. (2016). The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(1), 23—32. [doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002](https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002).
- Spadini, G., Robinson, A., & Cloetingh, S. (1996). Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: prerift lithosphere controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266(1-4), 139—154. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00187-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00187-4).
- Spadini, G., Robinson, A., & Cloetingh, S. (1997). Thermo-mechanical modelling of Black Sea Basin formation, subsidence and sedimentation. In A. Robinson (Ed.), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding areas* (Vol. 68, pp. 19—38). Am. Assoc. Pet. Geol., Mem.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., & Sava, C. (2004). Topography of the crust-mantle boundary



- beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381, 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Stephenson, R., Mart, Y., Okay, A., Robertson, A., Stovba, S., Khriachtchevskaia, O., & Saintot, A. (2004). TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton to Arabian Craton (Red Star to Red Sea). In W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P.Ä. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Geological and Geophysical Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas*. Part 2, CD ROM.
- Stephenson, R., & Schellart, W.P. (2010). 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* (Vol. 340, pp. 11—21). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.2>.
- Stephenson, R., & Stovba, S. (2022). Review of the main Black Sea rifting phase in the Cretaceous and implications for the evolution of the Black Sea lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 149, 101891. [doi.org/10.1016/j.jog.2021.101891](https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101891).
- Stovba, S., & Khriachtchevskaia, O. (2011). Driving and triggering mechanisms of inversion tectonics in the Ukrainian Black Sea. *Abstracts of the 3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region. Bucharest, Romania, 1—10 October* (pp. 177—179).
- Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., & Popadyuk, I.V. (2013). 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, Tbilisi, Georgia* (pp. 65—67).
- Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., & Popadyuk, I.V. (2009). Hydrocarbon Bearing Area in the Eastern Part of the Ukrainian Black Sea. *The Leading Edge*, 29(9), 1042—1045.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Fenota, P.O., & Khriachtchevskaia, O.I. (2020). Geological structure and tectonic evolution of the Ukrainian sector of the Black Sea. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 42(5), 50—106. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215072>.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., & Fenota, P.O. (2017a). Crimea and Ukrainian Black Sea: the origin, tectonics and evolution. *Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kiev* (pp. 577—581). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701798>.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., & Fenota, P.O. (2017b). The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: The Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. *Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kiev* (pp. 20—24). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701799>.
- Stovba, S.M., & Stephenson, R.A. (2019). Reappraisal of the main Black Sea rifting phase in the Cretaceous and implications for the pre-rift history of the Black Sea lithosphere. *Abstracts of AAPG GTW: Exploration and Production in the Black Sea, Caucasus, and Caspian Region. Batumi, Georgia, 18—19 September 2019* (pp. 1—7).
- Sydorenko, O., Stephenson, R., Yegorova, T., Starostenko, V., Tolkunov, A., Janik, T., Majdanski, M., Voitsitskiy, Z., Rusakov, O., & Omelchenko, V. (2016). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 307—321). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP428.15>.
- Tari, G., (2015). Is the Black Sea really a back-arc basin? *Transactions of the GCSEPM Foundation Perkins—Rosen 34th Annual Research Conference on Petroleum Systems in Rift Basins* (pp. 510—520).
- Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Schleder, Z., Turi, V., & Krezsek, C. (2015). Regional Rift Structure of the Western Black Sea Basin: Map-View Kinematics. In *Petroleum Systems in «Rift» Basins* (pp. 372—395). <https://doi.org/10.5724/gcs.15.34.0372>.
- Tari, G., Kosi, W., Fallah, M., Siedl, W., Kwiecinski, E., Bega, Z., Krezsek, C., Raileanu, A., Borosi, V., & Schleder, Z. (2014). Messinian-style drawdown in the Black Sea at the End Eocene. *AAPG Search and Discovery Article 90194, AAPG International Conference and Exhibition, 14—17 September 2014, Istanbul, Turkey*.

- Tari, G.C., & Simmons, M.D. (2018). History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types. In M.D. Simmons, G.C. Tari, A.I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea* (Vol. 464, pp. 439—475). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP464.16>.
- Vasiliev, I, Reichart, G-J., Grothe, A., Sinninghe-Damsté, J.S., Krijgsman, W., Sangiorgi, F., & van Roij, L. (2015). Recurrent phases of drought in the upper Miocene of the Black Sea region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 423, 18—31. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.020>.
- Zonenshain, L.P., & Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181—211. [https://doi.org/10.1016/0040-951\(86\)90197-6](https://doi.org/10.1016/0040-951(86)90197-6).