

<https://doi.org/10.15407/gpimo2021.03.003>

**М.В. Козленко**, канд. геол. наук, старш. наук. співроб.

E-mail: marichakoko@gmail.com

ORCID 0000-0001-5463-6483

**Ю.В. Козленко**, канд. геол.-мін. наук, старш. наук. співроб.

E-mail: yuriyko@email.ua

ORCID 0000-0002-7736-5185

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України

03142, Київ, пр. Палладіна, 32

## ГЛИБИННА БУДОВА, ТЕКТОНІКА, ЕВОЛЮЦІЯ І ВУГЛЕВОДНЕВИЙ ПОТЕНЦІАЛ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ УЗДОВЖ 31°20' СХ. Д.

---

*Проведено густинне моделювання північно-західного шельфу Чорного моря уздовж 31°20' сх.д. За його результатами визначено складну блокову будову району, яка тісно пов'язана з історією його розвитку. Виявлено ознаки байкальської тектонічної активізації південного краю дорифейської Східно-Європейської платформи, а також прилеглої до неї ділянки Скіфської плити (СП). В межах СП виділено ділянки, що були утворені в герцинську та киммерійську епохи тектогенезу. В основі Каркінітського прогину встановлено дві ділянки редуковані в результаті процесів рифтогенезу кори з різним ступенем інтенсивності базифікації. На північному схилі Каламітського валу на поверхні фундаменту виявлено два вулканічних апарата ріолітового складу. З великою часткою ймовірності визначено, що підняття Гамбурцева є східним продовженням валу Губкіна. За будовою і значенням підібраних густин встановлено, що структура Гамбурцева є «сліпим» грязьовим вулканом, який утворився під час другого етапу пізньокімерійського циклу і проявляє активність весь крейдовий період. Проведено детальний аналіз глибинної будови і розломної тектоніки, розташованих в перетині профілю локальних структур осадового чохла і ділянки газових сипів. Виявлено, що більш перспективними на скупчення вуглеводнів є структури Флангова, Партизанська і Гамбурцева. ВВ-перспективність структури Ушакова (Н-41) сумнівна, оскільки в структурно-тектонічному плані вона є аналогом структури Дельфін, яка за результатами буріння була визнана непродуктивною. Встановлено, що район газових сипів приурочений до розлому мантійного закладання, який розділяє два блоки з різко відмінними будовою і мезо-кайнозойською еволюцією земної кори. Запропоновано провести на цій ділянці детальну сейсмічну зйомку з метою виявлення в осадовому чохлі локальних структур, перспективних на ВВ.*

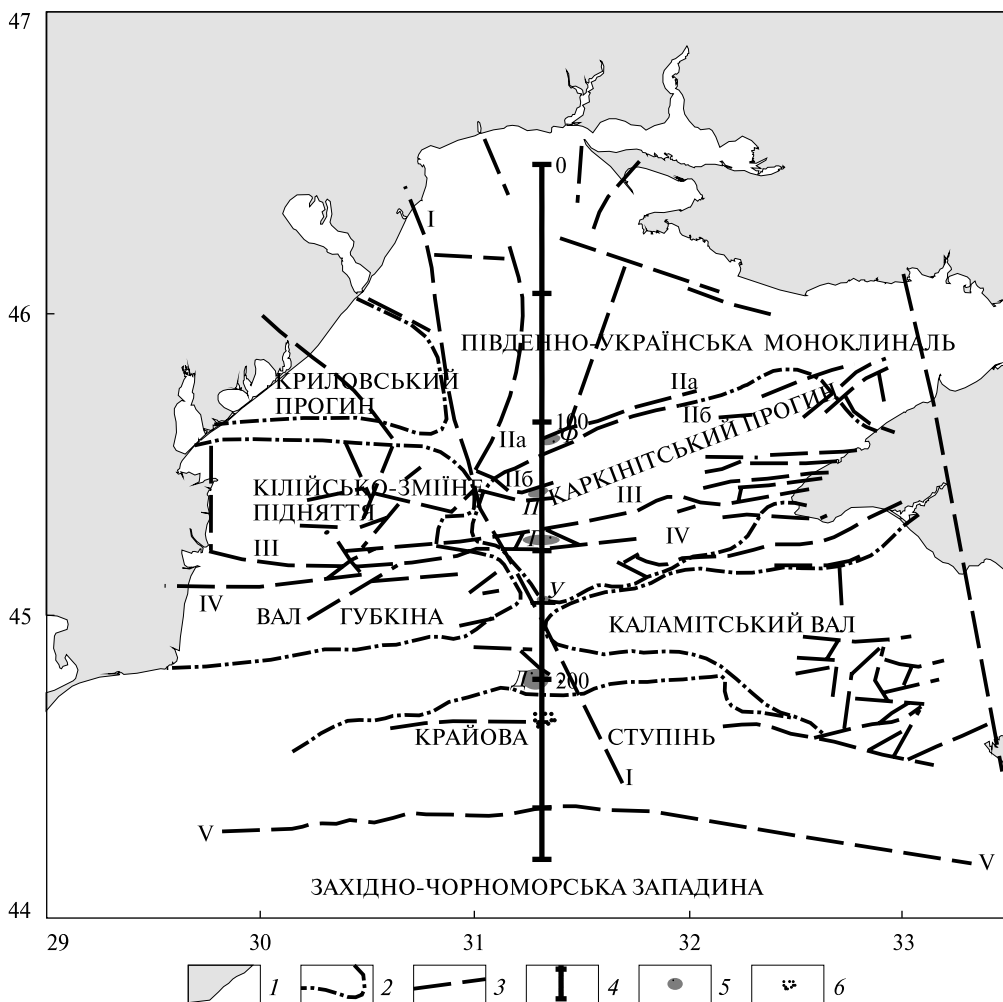
**Ключові слова:** Чорне море, Скіфська плита, густинне моделювання, будова літосфери, розломна тектоніка, вуглеводні.

---

Цитування: Козленко М.В., Козленко Ю.В. Глибинна будова, тектоніка, еволюція і вуглеводневий потенціал північно-західного шельфу Чорного моря уздовж 31°20' сх. д. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2021. 17, № 3: 3—21. <https://doi.org/10.15407/gpimo2021.03.003>

## Вступ

Ця робота присвячена дослідженню глибинної будови північно-західного шельфу Чорного моря як регіону, перспективного для видобутку вуглеводневої сировини. Раніше інтерес геологів-розвідувальників був спрямований на вивчення виключно осадового чохла, оскільки добування вуглеводнів (ВВ) на Тарханкутському півострові, а пізніше і з родовищ на шельфі, велося з відкладів віку від верхньої крейди до середнього неогену. Проте, далеко не всі виявлені сейсморозвідкою потенційно перспективні структури виявилися нафтогазоносними. Прагнення збільшити об'єми видобутку ВВ змусило дослідників звернути увагу на більш древні комплекси порід.



**Рис. 1.** Тектонічна схема району досліджень за [1] з доповненнями: 1 — берегова лінія; 2 — границі морфотектонічних структур; 3 — розломи за сейсмічними даними: I — Одеський, IIa — Північно-Голіцинський, IIб — Південно-Голіцинський, III — Михайлівський; IV — Сулинсько-Тарханкутський, V — Північно-Евксінський; 4 — положення модельного профілю; 5 — об'єкти пошуково-розвідувального буріння (структура та одноіменна свердловина) за [5]: Г — Гамбурцева, Д — Дельфін, П — Партизанська, У — Ушакова (Н-41), Ф — Флангова; 6 — газові сипи в районі профілю за [32]

На західному краю Скіфської плити, що прилягає до шельфу, в межах Придобруджя були розвідані родовища, пов'язані з відкладами середньо-верхнього девону [7]. Вивчення будови земної кори виявило тенденцію поступового занурення нафтогазоносного комплексу в східному напрямі. Це дало основу припускати, що Придобруджинсько-Дністровська протерозой-палеозойська структура, ускладнена крупноамплітудними транскоровими диз'юнктивними порушеннями, не обривається різко біля берегової лінії Чорного моря, а простягається на шельфі під мезо-кайнозойськими утвореннями. У зв'язку з цим основними перспективними нафтогазоносними комплексами в межах всього Одесько-Джанкойського авлакогену, на думку [8], слід приймати девонські і кам'яновугільні стратони ( $D_2$ ,  $D_3$ ,  $C_1$ ) на глибинах від 4000 до 5600 м.

У свою чергу останніми роками різко зросли оцінки вуглеводневого потенціалу земних надр, що пов'язано з відкриттям нафтових і газових гігантів на глибинах 4,5—10,5 км. Тим самим доведена промислова нафтогазоносність не лише великих (глибше 4—5 км), але і надвеликих (більше 7—8 км) глибин, що становить особливий теоретичний і практичний інтерес [16]. Вивчення основних закономірностей нафтогазонакопичення призвело до появи теорії нафтидогенезу, яка обґрунтовує формування вуглеводневих систем на глибинах понад 5—6 км [17]. У зв'язку з вищевикладеним основним об'єктом вивчення геофізичними методами стає консолідована частина кори з виявленням деталей її будови.

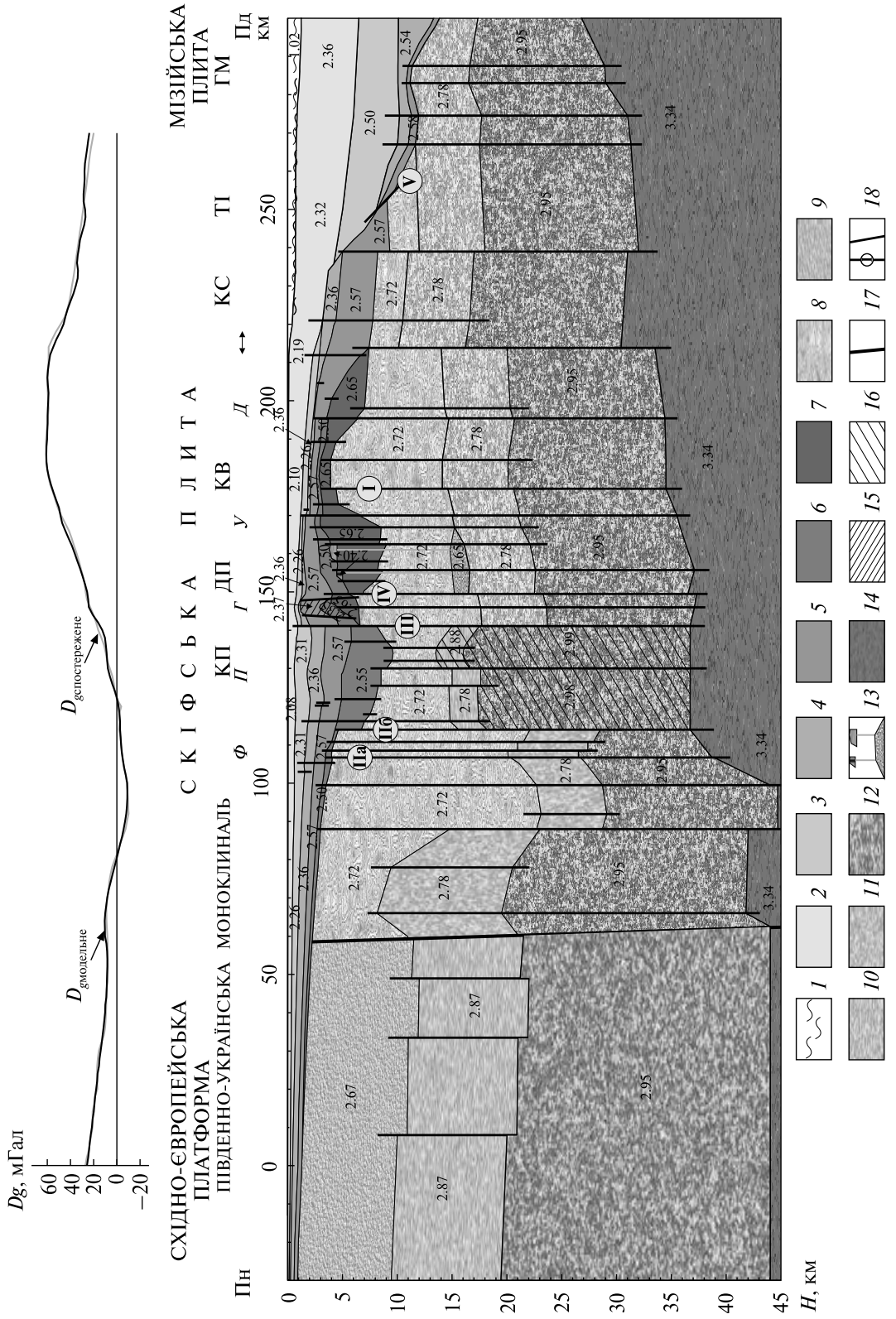
Первинним джерелом інформації про структуру літосфери є глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ). Разом з ним надійне уявлення про будову земної кори дає гравітаційне моделювання, у якого, в порівнянні з ГСЗ, є перевага — густинну модель можна побудувати не лише за конкретним «простріляним» профілем, але і по сукупності даних — сейсмічної зйомки МВХ ЗГТ, яка дає велику детальність будови верхньої частини кори, даних буріння і вимірювання гравітаційного поля. Положення модельного профілю уздовж  $31^{\circ}20'$  сх. д. (рис. 1) було вибрано з таким розрахунком, щоб він проходив через зону зчленування валів Губкіна і Каламітського, структурне розмежування яких є дискусійним, і перетинає декілька маловивчених локальних структур осадового чохла, потенційних на ВВ.

Густинна модель побудована на основі карт основних структурних горизонтів [1, 24] і даних про будову кристалічного фундаменту, отриманих в попередніх роботах авторів [11—13]. За модель приведення була взята опорна колонка густини з роботи [10]. Розрахунки проводилися за допомогою програми [15] у ітераційному режимі з кроком 2 км, поки різниця між спостереженими у вільному повітрі і модельними аномаліями не склала  $\pm 4$  мГал.

## **Аналіз результатів моделювання**

Модельний профіль (рис. 2) перетинає південну частину Східно-Європейської платформи (СЄП), усю Скіфську плиту (СП) і гребінь Мідія (Midia Crest, за [31]), який, на думку [27] відноситься до північно-східної частини Мізійської плити (МП).

Осадовий чохол Східно-Європейської платформи залягає на полого нахилений на південь поверхні фундаменту та представлений відкладами від нижньокрейдових до сучасних. Потужності всіх шарів, окрім верхньокрейдового, витриманого по простяганню, зростають в південному напрямку. Консолідована кора складена трьома шарами, густина яких відповідає гранітогнейсам, діоритам і



**Рис. 2.** Густинна модель вздовж профілю з гравітаційними аномаліями. Значення в г/см<sup>3</sup>. Морфотектонічні структури: КП — Каркінітський прогин, ДП — Дондузлавський прогин (Shtotmavaу graben), KB — Каламітський вал, КС — Крайова ступінь, ПІ — трог Істрія, ГМ — гребінь Мідія. Локальні структури за [5]: Ф — Флангова, П — Партизанська, Г — Гамбурцева, У — Ушакова (Н-41), Д — Дельфін. Двосторонньою стрілкою позначена область газових сипів за [32]: 1 — вода; 2–6 — осадові шари за [1, 24]; 2 — середній міоцен-голоцен (N<sub>1</sub><sup>2</sup>–Q), 3 — майкопська свита (P<sub>3</sub>–N<sub>1</sub><sup>1</sup>), 4 — палеоцен-еоцен (P<sub>1-2</sub>), 5 — верхня крейда (K<sub>2</sub>), 6 — нижня крейда (K<sub>1</sub>); 7 — триас-нижній юра (T–J); 8 — складчасто-метаморфічна основа Скіфської плити; 9 — граніти; 10 — діорити; 11 — гранодіорити; 12 — габро; 13 — вулканічні споруди з камерою та каналами, що підводять; 14 — верхня мантія; 15 — область розушільнення порід; 16 — область ушільнення порід; 17 — границя між Східно-Європейською платформою і Скіфської плитою; 18 — розломи; 19 — Одеський, 10 — Північно-Голіцинський, 11 — Південно-Голіцинський, 12 — Михайлівський; 13 — Сулінсько-Тарханкутський, 14 — Північно-Евксінський

габро. Покрівля фундаменту згладжена пенепленізацією, підосва залягає горизонтально, тому структура кори найяскравіше відображена у будові діоритового шару, який має незмінну потужність, при цьому по розломах ступінчасто занурюється на південь до ПК 49. Кожен блок залягає нижче попереднього на 1 км, окрім того, що прилягає до границі СЄП. На північній і південній, більше піднесених ділянках обидві поверхні діоритового шару паралельні покрівлі фундаменту над ними, на відміну від середніх блоків, де вони субгоризонтальні.

Земна кора Скіфської плити по своїй будові набагато складніша. Тришаровий кристалічний фундамент перекритий чохлам мезо-кайнозойських відкладів потужністю до 9,6 км. Осадові товщі не витримані по простяганню, місцями виклинюються, розбиті численними розломами. Верхній шар консолідованої частини земної кори являє собою складчасту основу СП, складену осадово-метаморфічними породами, середній і нижній по значеннях густини визначаються як гранодіорити і габро відповідно. Традиційно поділ СП на морфотектонічні елементи проводиться по покрівлі консолідованого фундаменту. По гіпсометрії цієї поверхні виділяється південна частина Південно-Української монокліналі (ПУМ), Каркінітський прогин (КП), Каламітський вал (KB) і Крайова ступінь (КС). Отримана густинна модель показує, що кожна з цих структур має гетерогенну блокову будову.

Південна межа ПУМ визначається по Північно-Голіцинському розлому (Па), де моноклінальне залягання поверхні фундаменту порушується. Блок ПУМ в межах СП трансковим розломом на ПК 88 розділяється на дві ділянки. Північна являє собою асиметричне підняття по всіх поверхнях кристалічної кори. Усі кути нахилів між шарами на цій ділянці різні. Схил з боку границі з СЄП має ширину по покрівлі гранодіоритів 7 км, по підосві габро — 4 км. Південний схил по розлому на ПК 78 розділяється на два відрізки — пологий і крутий, хоча по покрівлі мантії перегин відсутній, і підосва кори опускається на південь вкрай незначно. Південна ділянка ПУМ, на відміну від північної, є прогином, теж асиметричним і теж по всіх поверхнях кристалічної кори. На межі ділянок поверхня гранодіоритів по розлому опущена на 7,9, габро — на 5,7, мантії — на 2,7 км. Потужність складчастої основи на цій ділянці максимальна в перерізі профілю.

Каркінітський прогин розташований між Північно-Голіцинським (Па) і Сулінсько-Тарханкутським (IV) розломами і по потужності осадового чохла розділяється на три відрізки.

Північний борт прогину — ділянка між Голіцинськими (Па і Пб) розломами. За характером залягання осадів цей блок мало чим відрізняється від ПУМ — потужності шарів, за винятком нижньої крейди, збільшуються в південному напрямку відповідно до занурення поверхні консолідованого фундаменту. Покрівля складчастої основи ускладнена невеликим, майже пласким (перепад глибин близько 50 м) підняттям (ПК 107109), що являє собою перикліналь структури Флангова. Вона проявляється також і у будові кристалічної частини кори — по розломах, що обмежують її, шар гранодіоритів піднесений більш ніж на 300 м відносно північної ділянки і майже на кілометр — відносно південної. На ПК 111 виділяється ще один диз юнктив, який фіксує південну границю Флангової по покрівлі нижньокрейдового шару. По ньому амплітуда скиду середнього шару консолідованої кори складає близько півкілометра. Від цього порушення гранодіорити досить різко занурюються до центру Каркінітського прогину. Глибина ж залягання покрівлі мантії в цьому напрямі зменшується.

Центральна частина Каркінітського прогину визначається різким просіданням поверхні фундаменту по Південно-Голіцинському (П б) і Михайлівському (III) розломам і значним збільшенням потужності нижньокрейдових відкладів. Цей блок по прогинах підшов осадових шарів від верхньокрейдового до сучасного розділяється на дві приблизно рівні западини меншого порядку, в південній з яких товща як нижньої, так і верхньої крейди у півтора рази більше. За покрівлею фундаменту він є асиметричним прогином з довшим північним бортом, розбитим скидами (ПК 125 і 130), південні крила яких занурюються на 300 і 500 м відповідно. Між цими порушеннями вказана поверхня залягає горизонтально.

Особливості гіпсометрії підшови осадової товщі пов'язані з глибинною будовою, яка визначається перетворенням фундаменту в результаті процесів рифтогенезу. За результатами моделювання в перетині профілю центральна частина Каркінітського прогину розділяється на дві ділянки з різною інтенсивністю редування кори. Північніше за транскоровий розлом на ПК 130 перетворився тільки шар габро, що відобразилося у збільшенні його густини до 2,98 г/см<sup>3</sup>. Пласка горизонтальна вершина ущільненого блоку, як і гранодіоритового, що залягає вище, ймовірно, спочатку розташовувалася між ПК 125 і 130, але в ранній крейді ця ділянка кори просіла по розлому на 300 м.

Південніше ПК 130 перетворення кори більш значні. Густина нижнього шару консолідованої кори збільшилася до 2,99 г/см<sup>3</sup>, крім цього були також істотно базифіковані гранодіорити (до 2,88 г/см<sup>3</sup>). Поверхні шарів фундаменту вигнуті вгору антиформно прогину підшови осадового чохла. Абсолютні величини перепадів глибин між віссю і краями, як прогину так і купола, однакові (600 м в північному напрямку і 900 м в південному). Незважаючи на відмінності в будові земної кори цих двох рифтогенів, поверхня мантії під усією центральною частиною Каркінітського прогину залягає горизонтально на глибині 36,7 км.

Південне крило Каркінітського прогину обмежено з двох сторін Михайлівським (III) і Сулинсько-Тарханкутським (IV) розломами. За будовою осадового чохла цей блок кардинально відрізняється від центральної частини і північного крила прогину. За даними інтерпретації зйомок МВХ ЗГТ відклади, починаючи від нижньої крейди і до майкопу включно, утворюють антиклинальну структуру Гамбурцева. Вона характеризується асиметричністю — її вершина зміщена майже на 1 км на південь відносно середини блоку, за рахунок чого

південне крило коротше. Перепад глибин між вершиною і подошвою антикліналі у всіх поверхнях, крім покрівлі еоцен-палеоценового шару, з південного боку менше, ніж з півночі. Найбільш виразно структура проявляється в нижньокрейдових відкладах, де її висота по північному крилу складає 1,6 км.

На сейсмічних записах [26], рис. 9, в межах підняття Гамбурцева нижче за покрівлю верхньої крейди чітко видно зону втрати сейсмічної інформації, що є характерним для кризьформаційних флюїдопровідних систем (КФС) [18]. КФС включають в себе як різноманітні форми вкоріненень (соляні і глиняні діапіри), так і масиви дезінтегрованих з різною ступінню порід. Те, що структура Гамбурцева відноситься до подібних систем, було підтверджено густинним моделюванням — значення верхньокрейдового горизонту в результаті ітераційного підбору були зменшені в порівнянні з середньопластовою величиною на 0,20, а нижньокрейдового — на 0,15 г/см<sup>3</sup>. Отримані результати добре узгоджуються з даними [2], згідно з якими зміни густини, що обумовлені дилатацією геологічного середовища при формуванні різних плікативних і диз'юнктивних структур, варіюють від 0,01 до 0,40 г/см<sup>3</sup>.

Під вершиною антикліналі по подошвах нижньокрейдового шару і всіх верств, що залягають нижче, виділяється точка перегину, яка фіксує транскоровий розлом мантийного закладання. Таким чином, можна зробити висновок, що за основними ознаками — глибинний розлом, над яким розташовано чітко виражений осередок об'ємного розширення порід зі зменшеною густиною — підняття Гамбурцева є структурою, яку в роботі [25] запропоновано називати «сліпими» грязьовими вулканами.

Ця антикліналь підстелюється тілом, значення густини якого відповідають флішевим формаціям тріас-нижньокрейдового віку. Його вершина, в порівнянні з шарами, що залягають вище, зміщена на південь. До Сулинсько-Тарханкутського розлому подошва верхньомезозойського чохла знижується, утворюючи прогин, який в роботі [21] називається Донузлавським, а в зарубіжній літературі — Shtormavaya graben (орфографія оригіналу) [30, 33]. Таким чином, в перетині профілю між підняттям Гамбурцева і Каламітським валом існує шовна зона шириною трохи більше двох кілометрів.

Каламітський вал в перетині профілю по покрівлі докрейдових утворень простягається від Сулинського-Тарханкутського розлому до диз'юнктиву на ПК 214. Його вершина знаходиться на ПК 180. Поверхня північного крила являє собою чергування нахилених і субгоризонтальних ділянок і порушена розломом на ПК 170, південний борт якого нижче північного на 200 м. Південне крило вала має більш вирівняну поверхню і також розбите транскоровим диз'юнктивом на ПК 195 з просіданням північного борту по площині розриву на 150 м. Причому ці скиди простежуються через всю кору. Центральна частина цілком опущена, і тектонічний розподіл валу на три блоки не збігається з морфологічним, за яким апікальна частина (ПК 167 і 185) вужче і зміщена на північ.

Блокова будова простежується по всьому осадовому чохла, крім товщі неоген-четвертинних відкладів, яка моноклінально падає в південному напрямку уздовж валу. При цьому закономірно збільшується її потужність. У північному блоці КВ товщина всіх інших осадових шарів зменшується з півночі на південь, крім еоцен-олігоценового, в якому мінімальна потужність відзначається на ПК 160. На центральній ділянці відклади малопотужні, досить витримані за простя-

ганням з деяким утоненням над вершиною валу. У південному блоці будова осадового чохла кардинально інша — майкоп залягає моноклінально, шар  $P_{1-2}$  вкрай незначний в північній половині і різко збільшує потужність на південь, товщина верхньої крейди на південному краю максимальна для всього профілю, а нижня крейда взагалі відсутня.

Осадочний чохол вала підстелюється товщею, величина густини якої відповідає породам таврійської серії Криму. Поверхня даного шару ускладнена двома вулканічними апаратами з центрами на ПК 155 і 161. Підібрана густина цих тіл є характерною для ріолітів. Присутність порід такого складу на північно-західному шельфі Чорного моря підтверджується знахідкою плагіоріолітів в результаті проведення геолого-знімальних робіт в районі о.Зміїний [9]. На підставі цього можна припустити їх юрський вік за аналогією з подібними кримськими вулканітами [19]. Проведені розрахунки показали, магматична камера, що підживлювала вулкани, визначені моделюванням, знаходиться на глибинах 15—16,5 км і залягає на поверхні гранодіоритів. Вона виповнена, судячи за значенням  $\rho$ , кислими породами. Довжина підвідних каналів складає приблизно 10 км, що близько до розрахунків оптимальної глибини залягання покрівлі кислих інтрузій за [6].

Каламітський вал, так само як і підняття Гамбурцева, відрізняється від інших структур тим, що складчаста основа представлена двома поверххами — герцинським (палеозой — ранній мезозой) і ранньокімерійським (кінець тріасу — початок юри). Тріас-нижньоюрський шар має складну будову і розбитий численними розломами. Під північним крилом валу товщина відкладів досягає 5,5 км, в центрі — близько кілометра, під південним бортом — 3,5 км. Потужності обох осадово-метаморфічних поверххів взаємопов'язані — стоншення одного шару супроводжується потовщенням іншого.

Товщина шарів габро і гранодіоритів в цілому витримана по простяганню для всього валу. Покрівля та підошва середнього шару консолідованої кори під північним і центральним блоками конформні конфігурації покрівлі докрейдового фундаменту, південний блок, навпаки, відрізняється антиформністю зазначених поверхонь.

Крайова ступінь в перетині профілю обмежена трансоровими розломами на ПК 214 і 239 і за будовою осадового чохла загальною потужністю близько 7,5 км відрізняється від інших структур Скіфської плити. Верхньокрейдодовий шар має максимальну для всієї СП товщину при повній відсутності нижньокрейдодових відкладів. Потужність палеоцен-еоценових осадів порівняна з такою у центральній частині Каркінітського прогину, а майкоп покриває тільки краї ступені у вигляді клинів. Даний блок характеризується підвищенням, в порівнянні з Каламітським валом, положенням кристалічної кори на 4 км по покрівлі і підошві гранодіоритового шару і на 3 км по поверхні мантії. Потужність герцинської складчастої основи в два з половиною рази менше, ніж під південним крилом КВ.

Південніше Крайової ступені розташована Істрійська депресія (трог Істрія) [28], яка в перетині профілю обмежена розломами на ПК 239 і 274. Вона перекрита досить потужним постеоценовим чохлам, що потовщується на південь. Розподіл нижчих осадів контролюється Північно-Евксинським розломом (V). На північ від нього розташоване тіло трикутної форми, на північному кордоні якого потужність верхньокрейдодових відкладів становить 4,3 км. Південніше за-



значеного диз'юнктива пачки віку  $K_2$  і  $P_{1-2}$  мають незначну товщину. Отримана в результаті моделювання конфігурація поверхні фундаменту — її занурення від розлому в обидві сторони — узгоджується з даними 2D-сейсморозвідки в районі модельного профілю [20]. Характерною особливістю даного блоку є виклинювання на порушення на ПК 267 осадово-метаморфічного шару. Вся кристалічна кора даного блоку опущена щодо Крайової ступені на 1 км і поверхні її шарів, на відміну від КС, нахилені на північ.

Транскоровий розлом на ПК 274 є північним обмеженням гребеня Мідія, вершина якого фіксується на ПК 283. Від порушення на ПК 288 в південному напрямку потужності шарів кристалічної кори поступово зменшуються, а її підосва піднімається з 29 до 27 км.

## **Історія розвитку і тектоніка**

Східно-Європейська платформа — дорифейське утворення, південний край якого в байкальську епоху тектогенезу зазнав активізацію. Пов'язана з нею перебудова в перетині профілю проявляється в роздріблюванні кори на блоки з поступовим ступінчастим зануренням на південь. Найпівденніший блок СЄП піднятий, що, швидше за все, викликано впливом більш молоді Скіфської плити, що знаходиться південніше. Відсутність докрейдових відкладів і згладжена поверхня фундаменту вказують на те, що в герцинську і кімерійську епохи ця ділянка Східно-Європейської платформи знаходилась вище рівня моря. Осади, що сформували Південно-Українську монокліналь, відклалися в результаті прогинання південного краю СЄП під дією тектонічних рухів, що відбувалися в межах СП.

Скіфська плита, на думку [8], виникла в байкальській час і зазнавала активізації в наступні епохи тектогенезу. Параметри кристалічної кори, отримані в результаті проведеного моделювання, показали, що в самому північному з блоків СП потужність гранодіоритового шару майже вдвічі, а габро — в півтора рази більше, ніж на всій іншій плиті, глибина залягання мантії близько 42 км, тоді як на більшій частині СП вона вище 37 км. На підставі цього можна припустити, що блок, який межує з СЄП, відноситься до байкалідів і в герцинську епоху тектогенезу не зазнавав перетворень.

Герцинський цикл викликав значне занурення кори по розлому на ПК 88, стоншення кристалічних шарів і накопичення потужної товщі осадів. Ширину цього блоку встановити неможливо через більш пізній рифтогенез під Каркінітським прогином, який істотно переробив фундамент. Південніше Михайлівського розлому потужність осадово-метаморфічного шару значно менше і варіює від блоку до блоку. Таким чином, протягом палеозою — раннього мезозою більшість СП являла собою чергування більш і менш глибоких басейнів. Даний цикл закінчився орогенезом, що перетворив осадки, що відклалися, у складчасту основу СП.

До ранньокімерійської епохи Крайова ступінь і Істрійська депресія були підняті вище рівня моря, що призвело до активної денудації їх поверхонь, на що вказує значно зменшена потужність складчастої основи і підйом кристалічної кори цих блоків. Трикілометрова товща складчастої основи СП південніше Північно-Евксинського розлому різко (упродовж 15 км) виклинюється. У південній частині трого Істрія і на гребені Мідія байкальсько-герцинської осадо-

во-метаморфічної основи результатами моделювання не виявлено. Однак наявність гранодіоритового шару в межах цих структур вказує на їх початково континентальний тип кори, а отже, такий шар повинен був існувати. Його відсутність, безсумнівно, викликана доальпійською денудацією. Згідно з [27], гребінь Мідія відноситься до Мізійської плити. Але відсутність фактичних даних з допізньокрейдової геології і результати моделювання не дозволяють ні підтвердити, ні спростувати цю думку.

В раннекімерійську епоху виникає басейн з двома центрами прогинання на ПК 167 і 198 по обидва боки від герцинського орогену, що зветься румунськими геологами [29, 34] підняття (хребет) Сфатул-Георге, яке, на їхню думку, змикається на заході зі структурами Добруджі. Оскільки товщина осадів Т—J<sub>1</sub> над підняттям не перевищує 1 км, ймовірно, спочатку воно знаходилося вище рівня моря і було залучене в загальне занурення пізніше. Інтенсивність процесу була різною по обидві сторони від хребта. У південному прогині (довжина в перетині профілю близько 25 км) накопичилося відкладів менше 3 км. У північному (36 км), південна межа якого визначається Одеським розломом, по якому фундамент просів на 0,5 км, максимальна потужність тріас-нижньоюрського шару становить 5,5 км. Однакова товщина цього тіла по обидва боки від Сулинсько-Тарханкутського розлому дає підстави стверджувати, що це порушення в раннекімерійську епоху було пасивним. На те, що воно вже існувало, вказує різниця в потужності герцинської основи на його північному і південному борту. Раннекімерійський цикл завершився орогенезом — зминанням в складки тріас-нижньоюрської товщі (аналогічно формуванню таврійської серії в Криму) і здійманням її поверхні вище рівня моря.

Перший етап пізньокімерійського тектонічного циклу (кінець юри) ознаменувався вкоріненням мантії речовини в кору Каркінітського прогину. Аналіз проявів материкового рифтогенезу показує, що цей процес пов'язаний зі склепінним здійманням [22]. Відсутність верхньоюрських осадів уздовж всього профілю свідчить про те, що центральна частина Скіфської плити в кінці юри була піднята вище рівня моря. Таким чином, виявлені моделюванням юрські вулканічні апарати безсумнівно були суходільними.

Основна тектонічна подія другого етапу пізньокімерійського циклу (рання крейда) — формування Каркінітського тафрогену. Кристалізація мантіїних виплавов, що вкорінилися раніше, призвела до просідання фундаменту, його інтенсивному розтріскуванню і накопиченню потужної товщі нижньої крейди.

За результатами моделювання в основі прогину виділяються два блоки редукованої кори з різними характеристиками, як густинними, так і гіпсометричними. У південному густини вище, ніж в північному, і над ним шар відкладів K<sub>1</sub> на 1 км потужніше. За підсумками розрахунків можна зробити висновок, що в перетині профілю в Каркінітському прогині відбувалися два імпульси плюм-тектонічної активності. Перший захопив більшу область (майже 27,5 км) — між Південно-Голіцинським і Михайлівським розломами, але був менш інтенсивним. Потім в його південній частині сталося нове вкорінення, набагато менше за простяганням (11 км), але більш потужне — гранодіоритовий шар був повністю редукований, а не скорочений в потужності, як при першому імпульсі.

Хоча ширина Каркінітського трогу менше 30 км, просідання кори в ньому мало вплив на 115 км на північ, охопивши не тільки північну частину Скіфської

плити, але також і край Східно-Європейської платформи. Тим самим починає формуватися ПУМ. На північному борті Каркінітського прогину між Голіцинськими розломами проявляється структура Флангова — на ній потужність осадів віку  $K_1$  менше, ніж на суміжних ділянках. У південному напрямку від трого вплив занурення був слабшим — нижня крейда виклинюється на ПК 148, тобто південна частина блоку Гамбурцева не була зачеплена спадними рухами в КП.

Другим імпульсом просідання фундаменту СП слугувала кристалізація магматичної камери в основі північного тріасового басейну, що супроводжувалося зменшенням її об'єму. Це призвело до нерівномірного прогинання поверхні кори зі зменшенням амплітуди від Сулинсько-Тарханкутського розлому до порушення на ПК 173. Таке занурення поклато початок формуванню північного крила Каламітського валу і закладенню Донузлавського прогину (*Shtormavaya graben*). Цей процес супроводжувався розломоутворенням скидного типу, що розсікає всю тріас-нижньокрейдодову товщу.

Різні тектонічні умови по обидві боки від Сулинсько-Тарханкутського розлому — практично пасивне північне крило і скид на 1,5 км південного — порушив суцільність раніше єдиної тріас-нижньоюрської товщі, що призвело до відокремлення блоку Гамбурцева.

Структурно-тектонічна приналежність його є дискусійною. За [3] він відноситься до Губкінської зони підняття, за [24] — являє собою структуру, що ускладнює склепіння валу Губкіна. З іншого боку, на тектонічній схемі району досліджень (рис. 1), що базується на даних про будову осадового чохла за [1], східною межею валу Губкіна є Одеський розлом, і структура Гамбурцева відноситься до схилу Каркінітського прогину. Виклинювання нижньокрейдодового шару в південній частині підняття, здавалося б, підтверджує цей висновок. Однак глибинна будова вказує на схожість цієї антиклиналі з Каламітським валом — наявність тріас-нижньоюрської товщі і потужність герцинської основи, пропорційна з такою хребта Сфатул-Георге під валом. Отже, підняття Гамбурцева не відноситься до структур Каркінітського прогину. Відповідно до думки [24], вали Каламітський і Губкіна утворюють по суті одну підняту зону і розділені лише неглибоким і нешироким прогином. Оскільки підняття Гамбурцева відокремлено від Каламітського валу Донузлавським прогином, з великим ступенем ймовірності можна стверджувати, що воно не належить до КВ і є східним продовженням валу Губкіна.

Південною межею проявів пізньокімерійського циклу є розлом на ПК 195. Скид вздовж нього північного борту призводить до зародження верхньої частини південного схилу Каламітського валу. В результаті відокремлюється апікальна частина валу і формується його вершина (ПК 180), над якою потужність нижньокрейдодового шару є мінімальною для всієї СП. Таким чином, на тлі загального опускання фундаменту вала герцинське підняття Сфатул-Георге проявляє себе як тектонічно більш стійкий блок.

З зануренням Скіфської плити в цю епоху пов'язано дуже інтенсивне розломоутворення і активізація диз'юнктивів, що існували раніше. Причому характер порушень, що визначаються по поверхні докрейдодового фундаменту, має чітко виражену відмінність для кожної зі структур. У північній частині плити до Каркінітського трого, за винятком структури Флангова, всі диз'юнктиви транс-корові. У самому трозі вони досягають лише поверхні редукованого шару габро,

що свідчить про ще пластичний стан цих порід в ранній крейді. У північній частині тріас-нижньокрейдового басейну зафіксовано часте чергування порушень корового і мантієного закладення. Під центральною частиною Каламітського валу основна частина нечисленних розломів не досягає подошви кори.

Область південніше ПК 195, тобто майже весь майбутній південний схил Каламітського валу, Крайова ступінь, трог Істрія і гребінь Мідія протягом усього пізньокімерійського періоду перебували вище рівня моря, про що свідчить відсутність не тільки верхньоюрських, але і нижньокрейдових відкладів.

Ознаки тектонічної активності в альпійську епоху відзначені уздовж всього профілю. У пізньому крейдовому періоді триває формування ПУМ і просідання Каркінітського прогину. Відсутність різкої диференціації в осадконакопиченні по обидва боки від Південно-Голіцинського розлому свідчить про завершення процесу кристалізації плюму. Центр прогинання зміщується від Каркінітського трогу в північну частину блоку Гамбурцева з формуванням південного скиду по Михайлівському розлому. Активізація цього блоку супроводжується потужним висхідним потоком мантієних флюїдів по розлому на ПК 146, що призводить до утворення грязьового вулкану, на що вказують характерна антиклинальна форма поверхонь і розушільнення як верхньо-, так і нижньокрейдових осадів. Згасання активності Сулинсько-Тарханкутського розлому і активне осадконакопичення в північній частині Каламітського валу призводять до майже повного заповнення Донузлавського прогину. Незначно змінюється розподіл валу на блоки — край апікальної частини виявляється зміщеним на південь на 3 км у порівнянні з попереднім періодом. В результаті по покрівлі нижньокрейдового шару утворюється підняття Ушакова. Північне крило розлому на ПК 170 просідає майже на 300 м, а південний борт порушення на ПК 195 — на 550 м. Тим самим відбувається відокремлення центрального блоку валу, який в пізньому крейдовому періоді був більш стійким до низхідних рухів, ніж суміжні ділянки. Товщина верхньокрейдового шару поступово наростає на південь і досягає свого максимуму на південному краї тріас-нижньоюрського тіла. На Крайовій ступені потужність осадів  $K_2$  трохи менше і витримана по простяганню. Тим самим можна зробити висновок, що формування південного схилу Каламітського валу обумовлено спадними рухами ступені.

Активне занурення північної частини трогу Істрія призводить до накопичення в цьому районі максимальної для всього профілю товщі верхньокрейдових відкладів. Зароджується диз'юнктив на ПК 239 з транскоровим скидом південного крила на 1,1 км, що відокремлює цю структуру від Крайової ступені. Частина трогу Істрія південніше Північно-Евксинського розлому і північний край Мізійської плити заглибилися незначно. В цілому тектонічна активність Скіфської плити в пізньому крейдовому періоді дещо знизилася — якщо по подошві шару  $K_1$  відзначається 30 порушень, то по подошві шару  $K_2$  — всього 21.

У палеоцен-еоцені південний край СЄП і вся Скіфська плита продовжували занурюватися. Найбільше осадів цього віку накопичилося в Каркінітському прогині. Вздовж Михайлівського розлому відбувається зміна тектонічного плану і опускається вже північний борт, на якому потужність відкладів майже в два рази більше, ніж на південному. У блоці Гамбурцева осадочний покрив  $P_{1-2}$  — стоншення на вершині і потовщення біля підніжжя — являє собою типову структуру облягання. Це свідчить про згасання діяльності крейдового грязьово-

го вулкану. Північний схил і центральна частина Каламітського валу мають приблизно однакову товщину палеоцен-еоценових відкладів. Вздовж розлому на ПК 170 також відбувається зміна тектонічного плану — незначно просідає вже південний борт. Таким чином, на даному етапі блоки Гамбурцева і північного схилу КВ становлять єдину тектонічну одиницю і виявляються більш стійкими, ніж суміжні з ними ділянки. Розлом на ПК 195 продовжує залишатися активним і також зі скидом протилежного крила. Південний схил валу розвивається нерівномірно — у верхній його частині накопичилося мінімальна для всього профілю кількість осадів даного віку. У нижній частині потужність відкладів поступово збільшується до Крайової ступені, тобто ця структура продовжує активно просідати. На відміну від пізньої крейди, товщина відкладів  $P_{1-2}$  в центральній частині КС дещо вища, ніж біля південного підніжжя валу, що свідчить про зміщення на південь центру прогинання.

Північна частина трого Істрія зазнавала, навпаки, висхідні рухи (єдиний блок в перетині профілю) і в ранньому-середньому палеогені перебувала вище рівня моря. Південна частина трого в цей час розвивалася разом з гребенем Мідія — на Північно-Евксінський розлом з півдня виклинюються палеоцен-еоценові осади, потужність яких поступово збільшується в бік Західно-Чорноморської западини (ЗЧЗ). З цього можна зробити висновок, що прогинання району викликано активним просіданням ЗЧЗ.

В майкопський час в районі досліджень відбувалася диференціація тектонічних рухів. Південний край СЄП, блок Гамбурцева і північний схил Каламітського валу в цей часовий інтервал є стійкіші і просідають незначно. Удвічі більше осадів зафіксовано в центральному і південному блоках КВ. Приблизно така ж потужність відкладів відзначається в межах ПУМ на Скіфській плиті. У Каркінітському трозі темпи прогинання були ще в два рази більше, про що свідчить товщина майкопського шару. Максимальна товща даного віку (приблизно в три рази більше, ніж в КП) зареєстрована сейсмікою в південній частині трого Істрія, що може бути викликано вирівнюванням поверхні дна над еоценовим континентальним підніжжям. Дещо менші низхідні рухи відбувалися в районі гребеня Мідія. Центральна частина Крайової ступені піднялася вище рівня моря і стала складовою частиною суші, яка, на думку [4], з'єднавала Північну Добруджу з Кримом.

В постмайкопський час вперше після пізньої крейди занурюється весь район досліджень, але знову нерівномірно. Мінімальна потужність осадів відзначається на північному краї профілю і досить рівномірно підвищується на південь до центрального блоку Каламітського валу. Підшва неоген-четвертинного шару, ускладнена трьома локальними антиклинальними структурами, залягає в цілому моноклинально, а покрівля практично горизонтальна. Таким чином, занурення Каркінітського прогину, що було превалюючим на попередніх етапах, в неогені вже закінчилося. Ділянка між розломами на ПК 170 і 221 відноситься до області розвантаження дельт палео-Дніпра і палео-Дністра, і накопичена осадова товща в цьому інтервалі фактично являє собою проградацийну призму конусів виносу зазначених річок. В межах Крайової ступені відбувалися одночасно дві тектонічні події — вертикальне занурення південної її частини між розломами на ПК 221 і 239 на тлі наростаючого на південь загального опускання фундаменту від розлому на ПК 212 під впливом прогресуючого заглиблен-

ня Західно-Чорноморської западини. На трог Істрія і гребінь Мідія впливає тільки останній фактор.

Результати моделювання дозволили визначити загальний хід еволюції району досліджень з моменту утворення Скіфської плити. До середини мезозою з плином часу тектонічна активність зміщувалася з півночі на південь: північна межа байкалід — ПК 58, герцинід — ПК 98, ранніх кімерід — ПК 141. Для останніх можна вже визначити і південну границю — ПК 214. Таким чином, район дії цього імпульсу був найменший. Область поширення пізньокімерійського циклу (ПК 100—195) розташована північніше і перекриває частину герцинід і ранніх кімерід. До того ж цей період відрізнявся нетиповим тектонічним режимом. У класичному уявленні цикл починається з закладення геосинклиналі (прогинання) і завершується орогенезом, або гірсько-складчастими рухами. На північно-західному шельфі в межах району досліджень події відбувалися в зворотному порядку: перший етап — здіймання, другий — просідання кори. Альпійський цикл до теперішнього часу проявився тільки першою епохою — прогином, і ознаки його активності простежуються на південь від Південно-Голіцинського розлому, тобто область тектонічної активності зрушила знову на південь.

Виходячи з викладеного вище можна зробити припущення, що протягом пізнього протерозою і всього палеозою відбувалося периконтинентальне нарощування материкової структури на південь від СЄП, яке сформувало Скіфську плиту. Те, що ранньокімерійський ороген розташований всередині області, яку займають герциніди, може свідчити про успадкованість цього циклу. Пізньокімерійський цикл проходив по внутрішньоконтинентальному епіорогенному типу, але був породжений іншим тектонічним імпульсом, який мав іншу природу — рифтогенну, що позначилося на відмінному від попередніх циклів протіканні процесів еволюції. Альпійський цикл на Скіфській плиті на початковій стадії завершував процеси попереднього, а зі штирської тектонічної фази СП перейшла в платформений режим.

## **Перспективність району досліджень на вуглеводні за результатами моделювання**

Вивчення глибинної будови, тектоніки та історії розвитку району має не тільки науковий, але і прикладний інтерес.

У межах північно-західного шельфу Чорного моря виділено 220 об'єктів, перспективних на пошуки ВВ [5]. Модельний профіль перетинає 5 з них (див. рис. 1).

Вік продуктивних горизонтів експлуатованих родовищ в цьому регіоні, що залягають на глибинах до 3 км, знаходиться в інтервалі від нижньопалеоценового до баденського (середній міоцен). Тільки одне газоконденсатне родовище пов'язано з маастрихтськими відкладами [5]. Виходячи з цього і орієнтувалися раніше пошукові роботи. Однак на інших структурах в породах такого віку і на подібній глибині промислові притоки ВВ не були отримані. Згодом було з'ясовано, що поклади палеоцен-еоцену, в яких виявлено значні скупчення покладів ВВ, носять вторинний характер. Крім того, в світлі розвитку парадигми про глибинне абіогенне походження ВВ виникло питання про можливе збільшення глибини родовищ. Це змусило геологів переглянути критерії пошуків, і було запропоновано повернутися до вивчення структур, раніше визнаних неперспективними.

До таких належать три з п'яти структур, що перетинаються профілем — Флангова, Гамбурцева і Дельфін. Аналіз матеріалів пробурених свердловин на перших двох показав, що причина від'ємного результату — нерозкриття на повну товщину перспективних на газоносність шарів. Інтерес, що знову виник до цих структур, ґрунтується на тому, що на підставі моделей прогріву пробурених свердловин в межах північно-західного шельфу були виділені можливі осередки нафтогазоутворення. Флангова і Гамбурцева знаходяться в районі, який є перспективним переважно на газ і конденсат. Дельфін — в нафтогазогенеруючій зоні.

Згідно з даними проведеного моделювання, структура Флангова, яка розташована між Північно- і Південно-Голіцинськими розломами, утворилася в ранній крейді і проявляється тільки по поверхні фундаменту і покрівлі нижньої крейди. В межах цієї антиклиналі відзначаються три глибинні розломи, по яким є піднятими також покрівлі гранодіоритів і габро. Зокрема на цій структурі є можливість досить великого припливу глибинних флюїдів з локалізацією родовища саме у осадах нижньої крейди. Слід враховувати, що у відкладах кампану і маастрихту даної структури були отримані непромислові припливи газу та конденсату, тому більш глибоке буріння може виявитися результативним.

Структура Партизанська приурочена до шовної зони між двома плюмами в основі Каркінітського грабену. Вона проявляється горизонтальною площадкою поверхонь шарів консолідованої кори, затиснутою між розломами, південний з яких має мантийне закладання. Згідно з [14] найбільш сприятливими факторами для скупчень ВВ є спільна близькість до рифтогенів і приуроченість до розломів. В осадовому чохла антиклиналь має вигляд купольної структури покрівель шарів від верхньої крейди до майкопу включно з незначним зміщенням вершини на південь вгору по розрізу. Аналіз моделі показує, що ця структура почала формуватися на рубежі мезо- і кайнозою в результаті прогинання фундаменту по обидва боки від неї внаслідок редукування кори на другому етапі рифтогенезу. Оскільки процес кристалізації вкорінених мантийних виплавок сприяє виділенню флюїдів, а в зоні тривалого охолодження гарячих тіл є сприятливі термодинамічні умови для нафтогазоутворення, цю структуру також можна вважати перспективною на ВВ.

Структура Гамбурцева розташована між Михайлівським і Сулинсько-Тарханкутським розломами. Вона має склепінну форму по всіх поверхнях осадового чохла до майкопу включно. Пробурена до глибини 3505 м свердловина Гамбурцева-2, дійшовши до відкладів верхньої крейди, не дала притоку ВВ, і структура була визнана неперспективною. Але на підставі пізніше отриманих моделей прогріву свердловин встановлено, що газогенеруючою в цьому районі може бути нижньокрейдова товща на глибинах близько 4200 м [5]. Сучасні дослідження показали, що сейсмічний запис цієї антиклиналі є характерним для діапірів [26]. За результатами проведеного густинного моделювання встановлено, що нижня частина осадового чохла являє собою сліпий грязьовий вулкан, під центром якого виділено транскоровий розлом, який був каналом надходження глибинних флюїдів. Таким чином, підняття Гамбурцева має всі передумови перспективності на ВВ.

Структура Ушакова (Н-41) являє собою підняття по поверхні фундаменту і покрівлі нижнього крейди. Вона відокремилася від північного краю апікальної частини Каламітського валу в пізньокрейдовому періоді в результаті рухів кори по активному до олігоцену розлому мантийного закладання, що обмежує її з півдня.

Така тривала тектонічна активність могла супроводжуватися підйомом флюїдів. З півночі структура обмежена коровим порушенням, яке, в свою чергу, є південним замиканням вулканічної камери середньо-пізньоюрського віку. Таким чином, на структуру Ушакова могли надходити нафтогазогенеруючі флюїди, але її значна ВВ-перспективність сумнівна, оскільки в структурно-тектонічному плані вона є аналогом структури Дельфін, яка за результатами буріння була визнана непродуктивною. Ці антиклиналі є дзеркальними відносно апікальної частини Каламітського валу та залягають між транскоровими розломами, що обмежують центральний блок КВ з обох боків, і осьовими зонами тріасових прогинів по обидві сторони від підняття Сфатул-Георге. Структура Дельфін утворилася при посиленому просіданні Крайової ступені при відносній стабільності центрального блоку КВ. Коровий розлом в її основі не виходить вище тріас-нижньоюрського шару. Оскільки ця товща складена флішем з великим вмістом глинистого матеріалу, вона, вірогідно, екранує глибинні флюїди від осадового чохла, що і пояснює непродуктивність пробуреної на цій структурі свердловини.

Таким чином, аналіз отриманих в процесі роботи результатів дозволяє визначити, що більш перспективними на скупчення вуглеводнів в перетині профілю є структури Флангова, Партизанська і Гамбурцева.

Газові сипи в перетині профілю зареєстровані в районі бровки шельфу і приурочені до зони переходу від Каламітського валу до Крайової ступені. Практично в центрі цієї ділянки моделюванням визначено розлом мантийного закладання. Цей диз'юнктив розділяє два блоки з різко відмінними будовою і мезо-кайнозойською еволюцією земної кори. На рис. 1 видно, що цей розлом субширотного простягання за даними МВХ ЗГТ простягається майже на 1 градус на захід і трасується на схід до м.Фіолент, тобто має явно регіональний рівень. Активні рухи КС на тлі відносної стабільності КВ і зумовили приплив газу в проміжному блоці, оскільки згідно [23] зони нафтогазонакопичення тяжіють «до перехідних, проміжних між максимальними та мінімальними амплітудами, між позитивними і негативними знаками рухів, зонам середніх градієнтів амплітуд і швидкостей неотектонічних рухів». Ймовірно, має сенс провести в даному районі детальну сейсмічну зйомку з метою виявлення в осадовому чохлі локальних структур, перспективних на ВВ.

## Висновки

Результати моделювання виявили складну блокову будову району, яка тісно пов'язана з історією його розвитку.

У межах дорифейської СЄП ступінчасте занурення діоритового шару вказує на досить сильний імпульс просідання південного краю цієї структури під час початку байкальського циклу тектогенезу. Блок, який межує зі Скіфською плитою, був піднятий внаслідок подальшого орогенезу прилеглої ділянки СП.

Вся інша частина плити протягом палеозою — раннього мезозою являла собою чергування більш і менш глибоких басейнів. Даний цикл закінчився герцинським орогенезом, що перетворив осади, що відклалися, у складчасту основу СП.

В ранньокімерійську епоху тектонічна активність в межах плити відновилася, але мала набагато меншу область поширення. Цей цикл призвів до виникнення флішевої товщі з максимальною потужністю 5,5 км і шириною 70 км.



Пізнюкімерійський тектонічний цикл призводить до виникнення Каркінітського прогину, в основі якого виділяються дві ділянки редукованої в результаті процесів рифтогенезу кори з різним ступенем інтенсивності базифікації. На північному схилі Каламітського валу на поверхні фундаменту моделюванням виявлено два вулканічних апарата ріолітового складу, що виникли в цю епоху. Крім того, область ранньокімерійського орогену розділяється Донузлавським прогином на Каламітський вал і підняття Гамбурцева. Оскільки захід-ніше розташований вал Губкіна, можна з великою часткою ймовірності стверджувати, що підняття Гамбурцева є східним продовженням цієї структури. Встановлено, що за будовою і значенням підібраних густин підняття Гамбурцева є «сліпим» грязьовим вулканом, який утворився під час другого етапу пізньо-кімерійського циклу і проявляв активність весь крейдовий період.

Альпійський цикл в цілому характеризується згасанням тектонічних процесів в межах СП і змищенням активності в Західно-Чорноморську западину.

Традиційно північною межею ЗЧЗ вважається Північно-Евксинський розлом. Однак результати моделювання не фіксують в цьому місці різкої зміни типів кори. Герцинська складчаста основа СП виклинується більш ніж в десятки кілометрах на південь від цього диз'юнктива, а істотне зменшення потужності шару гранодіоритів починається тільки на південному схилі гребеня Мідія (більше 30 км на південь від зазначеного порушення). Тобто думка, що геть уся ЗЧЗ виникла в результаті спредингу, не підтверджується.

Проведено детальний аналіз глибинної будови і розломної тектоніки розташованих в перетині профілю локальних структур осадового чохла і ділянки газових сипів. Установлено, що більш перспективними на скупчення вуглеводнів є структури Флангова, Партизанська і Гамбурцева. ВВ-перспективність структури Ушакова (Н-41) сумнівна, оскільки в структурно-тектонічному плані вона є аналогом структури Дельфін, яка за результатами буріння була визнана непродуктивною. За результатами моделювання виявлено, що район газових сипів приурочений до розлому мантійного закладання, який розділяє два блоки з різко відмінними будовою і мезо-кайнозойською еволюцією земної кори. Ймовірно, має сенс провести на цій ділянці детальну сейсмічну зйомку з метою виявлення в осадовому чохлі локальних структур, перспективних на ВВ.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Безверхов Б.Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопоисковых работ (по материалам сейсморазведки): Дис. канд. геол.-мин. наук. Одесса, 1988. 205 с.
2. Вандышева К.В., Кадышева Е.В., Филатов В.В. Дилатация геологической среды и ее отражение в гравитационном поле. *Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей*. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С. 52—53.
3. Геология шельфа УССР. *Литология*. Киев: Наук. думка, 1985. 192 с.
4. Геология шельфа УССР. *Тектоника*. Киев: Наук. думка, 1987. 152 с.
5. Гожик П.Ф., Чебаненко І.І., Євдошук М.І. та ін. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів у північно-західному шельфі Чорного моря: Київ: ЕКМО, 2007. 232 с.
6. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Южно-Украинская моноκлиналъ, Скифская плита, Черное море (геофизика, глубинные процессы). Киев, 2018. 131 с.
7. Евдошук Н.И. Рейтинговая оценка перспектив нефтегазоносности северо-западного шельфа Черного моря. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2008. № 4. С. 40—47.

8. Евдошук Н.И., Рослый И.С., Скребец М.О. Бирифтинг Придобруджинско-Днестровской зоны и перспективы нефтегазоносности Северочерноморского (Одесского) авлакогена. *Тектоніка і стратиграфія*. 2014. Вип. 41. С. 5—15.
9. Какаранза С.Д., Кадури С.В., Ларченков Е.П. и др. Находка эффузивных пород на северо-западном шельфе Черного моря. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2011. № 1. С. 83—92.
10. Козленко М.В., Козленко Ю.В. Методика плотностного моделирования тектоносферы зон перехода океан-континент сдвигового типа на примере Гвинейского краевого плато. *Геофиз. журнал*. 2008. **30**, № 2. С. 75—82.
11. Козленко М.В., Козленко Ю.В. Глубинное строение и развитие Скифской плиты в мезокайнозойе в сечении профиля МОВ ОГТ № 598506. *Геофиз. журнал*. 2013. **35**, № 2. С. 98—110.
12. Козленко М.В., Козленко Ю.В. Строение и развитие восточной части северо-западного шельфа Черного моря (по результатам интерпретации геофизических данных вдоль профиля П КМПВ). *Геофиз. журнал*. 2013. **35**, № 4. С. 63—74.
13. Козленко М.В., Козленко Ю.В. Структура литосферы и эволюция осадочного чехла центральной части северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журнал*. 2014. **36**, № 4. С. 65—74.
14. Козленко М.В., Козленко Ю.В. Сопоставление тектонических элементов земной коры с нефтегазоперспективными структурами в Каркинитском прогибе. *Доповіді НАН України*. 2017. № 1. С. 60—65.
15. Козленко Ю.В., Корчагин И.М., Михайлюк С.Ф. Програмный комплекс обработки та інтерпретації гравіметричних і магнітометричних даних і аномалій геоду. *Бюлетень УАЦ*. 1997. Вип. 1. С. 245—250.
16. Лукин А.Е. Углеводородный потенциал больших глубин и перспективы его освоения в Украине. *Геофиз. журнал*. 2014. **36**, № 4. С. 3—23.
17. Лукин А.Е. Система «суперплюм — глубокозалегающие сегменты нефтегазоносных бассейнов» — неисчерпаемый источник углеводородов. *Геол. журнал*. 2015. № 2 (351). С. 7—20.
18. Лукин А.Е., Шестопалов В.М. От новой геологической парадигмы к задачам региональных геолого-геофизических исследований. *Геофиз. журнал*. 2018. **40**, № 4. С. 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610>.
19. Панов Д.И., Степанов А.Г. Нижнеюрский вулканогенный горизонт на Бодрак-Альминском водоразделе (Горный Крым) и его аналоги в Горном Крыму и на Большом Кавказе. *Вестник МГУ. Серия 4. Геология*. 2002. № 1. С. 14—21.
20. Пинус О.В., Асеев А.А., Колосков В.Н. и др. Интерпретация структурно-тектонического строения северо-западной акватории Черного моря с целью оценки перспектив ее нефтегазоносности. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2014. **9**, № 1. С. 1—14.
21. Пустильников М.Р., Шиманский А.А. Геолого-структурная характеристика осадочного чехла Черноморского шельфа и прилегающих районов. Строение и нефтегазоносность северной части Черного моря и сопредельных территорий. Киев: Наук. думка. 1978. С. 91—109.
22. Соловьев В.О. Хронология тектонических движений: Фазы, эпохи, циклы тектогенеза. Харьков, 2011. 112 с.
23. Тимурзиев А.И. Мантийные очаги генерации углеводородов: геолого-физические признаки и прогнозно-поисковые критерии картирования; закономерности нефтегазоносности недр как отражение разгрузки в земной коре мантийных УВ-систем. *Тектоніка і стратиграфія*. 2015. Вип. 42. С. 114—159.
24. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
25. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П. Слепые грязевые вулканы Черного моря. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2020. **16**, № 2. С. 49—65. <https://doi.org/10.15407/gpimo2020.02.049>.
26. Bosworth W., Tari G. Hydrocarbon accumulation in basins with multiple phases of extension and inversion: examples from the Western Desert (Egypt) and the western Black Sea. *Solid Earth*. 2021. No. 12. P. 59—77. <https://doi.org/10.5194/se-12-59-2021>.
27. Diaconescu M., Craiu A., Toma-Danila D. et al. Main active faults from the eastern part of Romania (Dobrogea and Black Sea). Part I: longitudinal faults system. *Romanian Reports in Physics*. 2019. **71**, 702. 18 p.

28. Dinu C., Wong H.K., Tambrea D. et al. Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*. 2005. 410. P. 417—435.
29. Georgiev G. Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2012. 21. P. 72—754. <https://doi.org/10.3906/yer-1102-4>.
30. Konerding C., Dinu C., How Kin Wong. Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geological Society, London, Special Publications*. 2010. 340. P. 159—180. <https://doi.org/10.1144/SP340.9>.
31. Moroşanu I. The hydrocarbon potential of the Romanian Black Sea continental plateau. *Romanian Journal of Earth Sciences*. 2012. 86, iss. 2. P. 91—109.
32. Naudts L., Greinert J., Artemov Yu. et al. Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea. *Marine Geology*. 2006. 227. P. 177—199. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.10.005>.
33. Robinson A.G. Introduction: tectonic elements of the Black Sea Region, in A.G. Robinson, ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. *AAPG Memoir*. 1997. 68. P. 1—6.
34. Tari G., Fallah M., Kosi W. et al. Regional Rift Structure of the Western Black Sea Basin: Map-View Kinematics. *Petroleum Systems in «Rift» Basins*. 2015. P. 372—395.

Стаття надійшла 28.05.2021

*M.V. Kozlenko*, Ph.D. Senior Research Scientist

E-mail: marichakoko@gmail.com

ORCID 0000-0001-5463-6483

*Yu.V. Kozlenko*, Ph.D. Senior Research Scientist

E-mail: yuriyko@email.ua

ORCID 0000-0002-7736-5185

IGP by S.I. Subbotin of the NAS of Ukraine

03142, Kyiv, Palladina Ave., 32

#### DEEP STRUCTURE, TECTONICS, EVOLUTION AND HYDROCARBON POTENTIAL OF THE NORTH-WESTERN SHELF OF THE BLACK SEA ALONG 31°20' E

A density modeling of the north-western shelf of the Black Sea along 31°20' E was carried out. According to its results, a complex block structure of the area is determined, which is closely connected with the history of its development. Signs of Baikali tectonic activation of the southern edge of the pre-Riphean Eastern European platform, as well as the adjacent part of the Scythian plate have been revealed. Areas formed during the Hercynian and Cimmerian epochs of tectogenesis have been identified within the Scythian plate. At the base of the Karkinit Trough, two areas of reduced crust resulting from rifting with varying degrees of intensity of basification have been established. Two ancient volcanoes of rhyolite composition were found on the basement surface on the northern slope of the Kalamit swell. It is highly probable that the Gamburtsev uplift is an eastern extension of the Gubkin swell. According to the structure and value of the calculated densities, it is established that the Gamburtsev uplift is a «blind» mud volcano, which was formed during the second stage of the late Cimmerian cycle and was active throughout the Cretaceous period. A detailed analysis of the deep structure and fault tectonics of the local structures of the sedimentary cover in the intersection of the profile and the area of gas seeps was carried out. It was found that the Flangova, Partizanska and Hamburtseva structures are more promising for hydrocarbon accumulation. The hydrocarbon potential of the Ushakov structure (H-41) is questionable, because structurally and tectonically it is analogous to the Delphin structure, which was deemed unproductive based on drilling results. The area of gas seeps was found to be confined to a mantle fault, which separates two blocks with distinctly different structures and Mesozoic evolution of the Earth's crust. It is proposed to conduct a detailed seismic survey in this area in order to identify local structures in the sedimentary cover, promising for hydrocarbons.

**Keywords:** Black Sea, Scythian plate, density modeling, lithosphere structure, fault tectonics, hydrocarbons.