

<https://doi.org/10.15407/gpimo2024.02.041>

М.В. Козленко, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.

e-mail: marichakoko@gmail.com

ORCID 0000-0001-5463-6483

Ю.В. Козленко, канд. геол.-мін. наук, ст. наук. співроб.

e-mail: yuriyko.geo@gmail.com

ORCID 0000-0002-7736-5185

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,

03680, м. Київ, просп. Паладіна, 32

ГЛИБИННА БУДОВА, ТЕКТОНІЧНА ЕВОЛЮЦІЯ ТА ВУГЛЕВОДНЕВИЙ ПОТЕНЦІАЛ КАЛАМІТСЬКОГО ВАЛУ (ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ ШЕЛЬФ ЧОРНОГО МОРЯ) ЗА ДАНИМИ ГУСТИННОГО МОДЕЛЮВАННЯ

За методом густинного моделювання були визначені глибинна будова, тектонічна еволюція та вуглеводневий потенціал Каламітського валу (КВ). У районі, що вивчається, за параметрами кори виділяються два мегаблоки, розділених Північно-Евксинським розломом. Північний, до якого належить КВ, з корою континентального типу, є частиною Скіфської плити (СП). Південний відноситься до субконтинентального типу перехідного блоку між СП та Західно-Чорноморською западиною. Визначено межі КВ, які в своїй більшості контролюються розломами. Побудовано схеми ізогінс покривел поверхів консолідованої кори та ізопахіт її шарів, які були використані для визначення перебігу тектонічних процесів району досліджень від байкальського до ранньокімерійського етапів тектогенезу. Встановлено, що КВ має в основі кілька структурно-тектонічних елементів, які були закладені до байкальської епохи. Виявлено, що основа кристалічної кори являє собою пізньоархейське утворення. Визначено, що субширотна північнокримська область байкалід і зеленосланцевий пояс Мізійської плити напрямку ПнЗх — ПдСх розвивалися під дією різних тектонічних імпульсів, оскільки були розмежовані різко незгідною за простяганням меридіональною синкліноною зоною в середній частині валу. КВ як цілісна морфологічна структура утворився в салгирську фазу тектогенезу шляхом консолідації декількох гетерогенно-гетерохронних структур. Його розвиток продовжився в альпійську епоху за рахунок просідання бортів в результаті рифтогенних процесів в Каркінітському прогині та Західно-Чорноморській западині. Виділено транскорові розломи і корові порушення, які варіюють від шару до шару кристалічної кори як по кількості, так і по положенню і напрямку, подекуди утворюючи зони шириною декілька кілометрів. На основі комплексного аналізу розломної тектоніки, потужностей шарів неконсолідованих осадів кайнозойського віку та розповсюдження газових факелів зроблено висновок, що структурами, перспективними на пошуки вуглеводнів, є Сельського, Східнофедорівська, Ушакова та Н-53.

Ключові слова: північно-західний шельф Чорного моря, Каламітський вал, густинне моделювання, перспективність на пошуки вуглеводнів, глибинні розломи

Цитування: Козленко М.В., Козленко Ю.В. Глибинна будова, тектонічна еволюція та вуглеводневий потенціал Каламітського валу (північно-західний шельф Чорного моря) за даними густинного моделювання. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2024. **20**, № 2: 41—62. <https://doi.org/10.15407/gpimo2024.02.041>

Вступ

Північно-західний шельф Чорного моря вже досить багато часу привертає увагу як джерело видобутку вуглеводнів (ВВ). Раніше найбільш перспективними вважались бортові зони Каркінітського прогину, де розташовані всі виявлені на цей день родовища. Максимальна глибина дна в цьому районі складає від 20 до 45 м. Однак на шельфі Румунії були виявлені поклади вуглеводнів на глибинах, близьких до 100 м, та навіть глибше (родовище Domino) [21]. Таким чином, зосереджуватися тільки на прибережному районі недоцільно і потрібно вивчати також і глибоководні частини шельфу. Південніше Каркінітського прогину знаходиться декілька тектонічних структур, які виділяються по покрівлі докрейдових відкладів (рис. 1). На заході це вал Губкіна та Крайова ступінь, в східній частині між Тарханкутським п-овом і мисом Херсонес в межах Каламітської затоки розташовано однойменне підняття. Від нього на захід простягається досить вузьке склепіння, яке в різних джерелах називають Чорноморським, Чорноморсько-Каламітським, Каламітсько-Іллічівським або Каламітським валом чи виступом. Надана робота присвячена вивченню глибинної будови земної кори саме цієї структури методом гравітаційного (густинного) моделювання.

Зацікавленість саме до глибинної будови викликана тим, що неконсолідовані осади, до нижньої крейди включно, достатньо широко вивчені сейсмічними зйомками. В той же час в західному Причорномор'ї в Україні і Румунії поклади вуглеводнів зафіксовано в девоні, а на шельфі Болгарії перспективними вважаються відклади верхнього тріасу [20]. Крім того, на утворення покладів нафти та газу впливають процеси не тільки в осадовому чохла, але й в консолідованій корі та верхній мантії. Оскільки, як зазначено в роботі [10], деривати у вигляді струменів метану та інших вуглеводнів проникають до земної поверхні по тріщинам природного флюїдорозриву, тому для оцінки ВВ-перспективності важливо виявлення положення глибинних порушень.

Параметризація моделей

Метод густинного моделювання полягає в підборі глибин залягання та густин шарів літосфери таким чином, щоб їх гравітаційний ефект відповідав вимірним значенням аномалій поля сили тяжіння. Структура земної кори та верхньої мантії складна і має багато чинників. Тож, чим більше при побудові моделей буде закладено апріорної геолого-геофізичної інформації, тим точніше будуть визначені невідомі елементи глибинної будови. Першою складовою при моделюванні є дані про структуру осадового чохла. В наданій роботі використовувалися карти глибин залягання поверхонь основних осадових горизонтів від сьогочасних до середньоюрських, наведені в роботі Б.Д. Безверхова [1]. Більш пізні визначення структури осадового чохла до покрівлі фундаменту, які є у вільному доступі, представлені у вигляді хронокарт (пробігу сейсмічних хвиль) в секундах [24], а не ізогіпс в кілометрах, і тому не придатні для опрацювання в межах використаної методики. Консолідована частина гравітаційних моделей була побудована на основі теоретичних уявлень про зв'язок геологічних структур Західного Причорномор'я та Криму, які знаходяться по обидва боки від району досліджень. Значення густин для кожного шару було визначено за формулами перерахунку відповідних швидкостей сейсмічних хвиль [9].

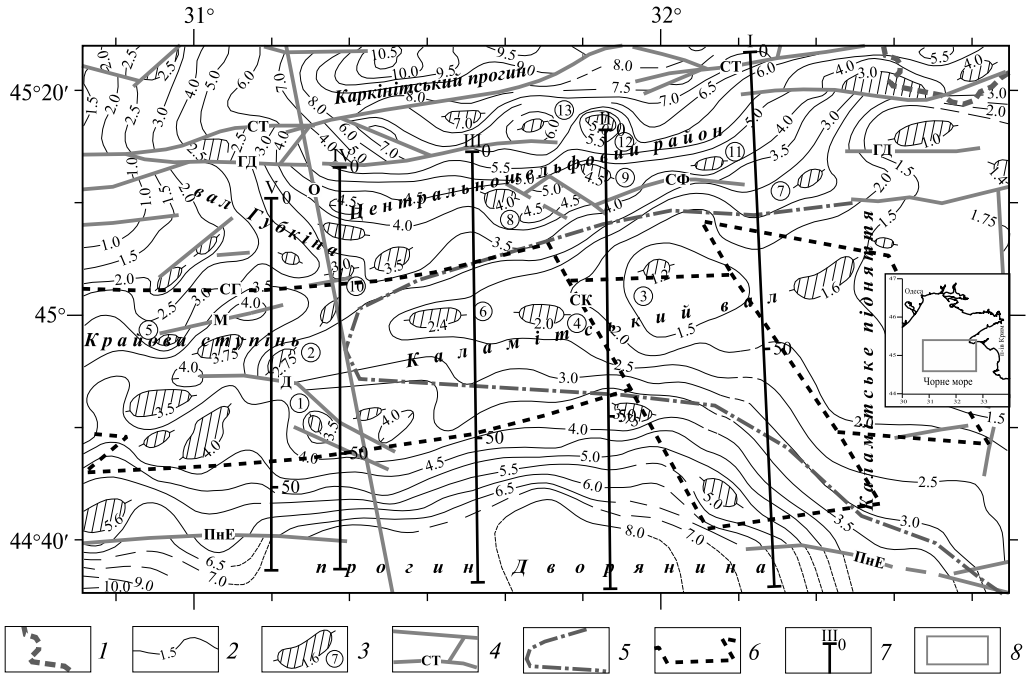


Рис. 1. Схема поверхні докрейдових відкладів за [1, рис. 23]: 1 — берегова лінія Тарханкутського півострова; 2 — ізогіпси поверхні докрейдового фундаменту, км; 3 — локальні структури: 1 — Дельфін, 2 — Десантна, 3 — Іллічівська, 4 — Корнілова, 5 — Маріїнська, 6 — Нахімова, 7 — Прибійна, 8 — Сельського, 9 — Східнофедорівська, 10 — Ушакова, 11 — Центральна, 12 — Штильова, 13 — Штормова; 4 — розломи: ГД — Губкінсько-Донузлавський, Д — Десантний, М — Маріїнський, О — Одеський, ПнЕ — Північно-Евксинський, СГ — Сфигугеоргевський, СТ — Суліно-Тарханкутський, СФ — Східнофедорівський; 5 — межа Каламітського валу за [1]; 6 — блоки Tulsea unit за [19]; 7 — інтерпретаційні профілі; на врізці: 8 — район досліджень

На початку планомірного вивчення авторами глибинної будови північно-західного шельфу Чорного моря було зроблено припущення, що верхня частина консолідованої кори Каламітського валу складена породами ранньокімерійського етапу тектогенезу [9]. Подальші геологічні дослідження це підтвердили. Дані буріння показали наявність відкладів тріасу, аналогічних таврійській серії Криму, західніше Каламітського валу на структурі Дельфін (див. рис. 1) і східніше від нього на Каламітському піднятті поблизу Євпаторії [4], а також за межами площі, що досліджується, — на структурі Одеська [4] та в румунській частині шельфу на ділянках Lotus і Venus [12].

Тобто консолідована частина кори в побудованих густинних моделях загалом складається з п'яти поверхів — між неконсолідованим осадовим чохлам віку J_2 — Q та осадово-метаморфічними породами (герцинського етапу тектогенезу) вклинюються, хоч і не скрізь, складчасті утворення тріасу (кімеріди). Кристалічна кора представлена гранодіоритовою товщею байкальської епохи, яка підстеляється породами основного складу — габро (архейська частина кори).

Ще одним апіорним параметром при побудові моделей було обмеження положення покрівлі мантії, яка за даними сейсмозв'язки [16, fig. 3; 22], під південною частиною північно-західного шельфу Чорного моря знаходиться на глибині 35 ± 5 км з трендом здійснення з півночі на південь.

З урахуванням вищенаведеного було виконано густинне моделювання вздовж п'яти субмеридіональних сейсмічних профілів, що перетинають Каламітський вал і прилегли до нього частини оточуючих структур — вала Губкіна, Крайової ступені, Центральношельфового району [7] та прогину Дворянина [4]. Середня відстань між чотирма основними профілями складає близько 10 км. П'ятий прокладено додатково, оскільки в літературі немає одноставності у визначенні положення західного замикання Каламітського валу. При розрахунках використовувалася схема аномалій сили тяжіння у вільному повітрі з перетином 0,5 мГал, побудована авторами за фондовими матеріалами гравіметричних зйомок, проведених донними гравіметрами у масштабі 1:100000 з точністю вимірювань 0,18 мГал. Моделювання визначило конфігурацію шарів консолідованого фундаменту і деталізувало залягання поверхні мантиї, встановленої за даними сейсморозвідки. Точність підбору (залишкова аномалія між спостереженими і модельними значеннями) склала ± 5 мГал.

В результаті аналізу отриманих даних було виділено розломи земної кори. Частина з них збігається з порушеннями, описаними в літературі [6, 19], а також в роботі Б.Д. Безверхова [1]. Безіменні розломи в даній роботі отримали назви відповідно до найближчої до них локальної структури з рис. 1.

Треба відзначити, що вивченню геологічної будови та еволюції зовнішньої частини північно-західного шельфу Чорного моря досі приділялося дуже мало уваги, оскільки фундаментальні дослідження зосереджені на Західно-Чорноморській мегазападині, а прикладні — на прилеглих до берега ділянках шельфу як доступних місць пошуків вуглеводнів. Нечисельні статті по району досліджень даної роботи належать румунським геофізикам, які тектоніку цієї області пов'язують зі структурами свого сектора Чорного моря, простягаючи їх далеко на схід.

В роботі [19] район Каламітського валу (КВ) входить до субширотної структури з назвою Tulcea unit (див. рис. 1) герцинської епохи утворення, яка простягається від Добруджі в напрямку Криму. Приблизно посередині акваторії, що вивчається, ця структура по розлому зміщується на північний схід, залишаючи поза своїми межами найбільш підвищену частину валу — Іллічівський виступ. Враховуючи, що КВ це загалом альпійська структура, можна зробити попередній висновок, що його частини виникли в різний час, вал, тобто є гетерохронним утворенням.

Північною межею Tulcea unit зазначено Суліно-Тарханкутський розлом, який насправді проходить значно північніше. В статті [20] Tulcea unit на захід від Одеського диз'юнктиву представлена хребтом (в інших джерелах — підняттям) Сфиту Георге, який з півночі обмежений однойменним порушенням. В даній статті для цього розлому буде використовуватися назва Сфитугеоргевський.

Результати проведеного двовимірного моделювання

В роботі Б.Д. Безверхова межа Каламітського валу не має ані морфологічної, ані тектонічної чіткої прив'язки — вона не приурочена до певної ізогіпси чи розломів (див. рис. 1). Тому на отриманих густинних моделях (рис. 2) границя КВ визначалася за місцем виположування поверхні фундаменту.

На сході акваторії, що вивчається (профіль I, рис. 2, а), північну межу КВ виділити важко — покрівля фундаменту не має досить виразного вигину та плав-

но переходить до структури Центральношельфового району (ЦШ). Південною межею є Північно-Евксинський розлом, по якому вказана поверхня виположується, утворюючи далі на південь прогин Дворянина. Відсутність чітко вираженої вершини валу вказує на те, що цей профіль проходить в зоні переходу від Каламітського підняття до саме КВ.

Покрівля фундаменту являє собою єдину купольну структуру шириною 62 км, але морфологія шарів, які залягають нижче відкладів тріасового віку, зовсім інша. В консолідованій корі простежуються вже три окремих здіймання, розділених сідловинами на ПК 14 та 36. Північне та центральне підняття найбільш виразно проявляються по поверхні шару габро, послідовно зменшуючи свою рельєфність знизу вгору. Це можна пояснити двома чинниками. Або розмита згодом осадово-метаморфічна товща відкладалась на частково денудованій поверхні гранодіоритів, або ж дотріасові осади заповнювали існуючі прогини, тим самим нівелюючи горбистий рельєф своєї основи. На це вказує те, що товщина цього шару у прогинах, що розділяють підняття, більша в порівнянні з їх вершинами. Отже, друге пояснення вірогідніше. Південне дотріасове підняття утворює досить виражений вал, гребінь якого на ПК 163 фіксується розломом, що обмежує з півдня лінзу тріасових відкладів. Надалі в тексті це здіймання буде називатися Північно-Евксинським палеопідняттям (ПнЕ) за найменуванням розлому, який є його південним обмеженням. Південний борт цього виступу є також і нижньою частиною відповідного схилу Каламітського валу. Абсолютно пласка поверхня фундаменту цієї ділянки, яка не узгоджується з конфігурацією шарів, що залягають нижче, безперечно вказує на активне вивітрювання осадово-метаморфічної основи в ранньокаледонську тектонічну епоху. Покрівля мантиї під середнім та південним коровим підняттям залягає антиформно, утворюючи ледь помітні «корені». Це вказує на те, що дотріасові здіймання виникли як гірські масиви, а не сводові склепіння.

На профілі II (рис. 2, б) Каламітський вал по поверхні фундаменту має явну куполоподібну структуру з чітко визначеною вершиною, приуроченою до виділеного за результатами моделювання розлому, який за своїм положенням був названий Центрально-Каламітським. Вал значно вужчає — до 40 км. Північна межа визначається по Східнофедорівському розлому. З іншого боку КВ обмежується порушенням на ПК 54, який відділяє вал від Північно-Евксинського палеопідняття.

На відміну від профіля I, тріасовий шар на півдні простягається за межі валу до гребня ПнЕ. Однаковим на обох моделях є те, що максимальна потужність відкладів тріасу відмічається під апікальною частиною КВ, а залягання шарів нижче цієї товщі дуже відрізняється від морфології валу.

Під центральною зоною КВ знаходиться прогин поверхонь дотріасових шарів, центр якого фіксується під гребенем валу. Нижня частина консолідованої кори під двома схилами КВ має різко відмінну будову. Під північним спостерігається дуже пологістий підйом шарів з вершиною під структурою Східнофедорівська. Поверхні цих товщ залягають антиформно покрівлі фундаменту — незначно заглиблюються до центру валу — і не мають ознак тектонічної перебудови. Під протилежним схилом КВ здіймання консолідованої кори більш виражено, має вершину, приурочену до Східнокорніловського розлому і простежується до південної межі Каламітського валу. В подальшому тексті ця структура буде на-

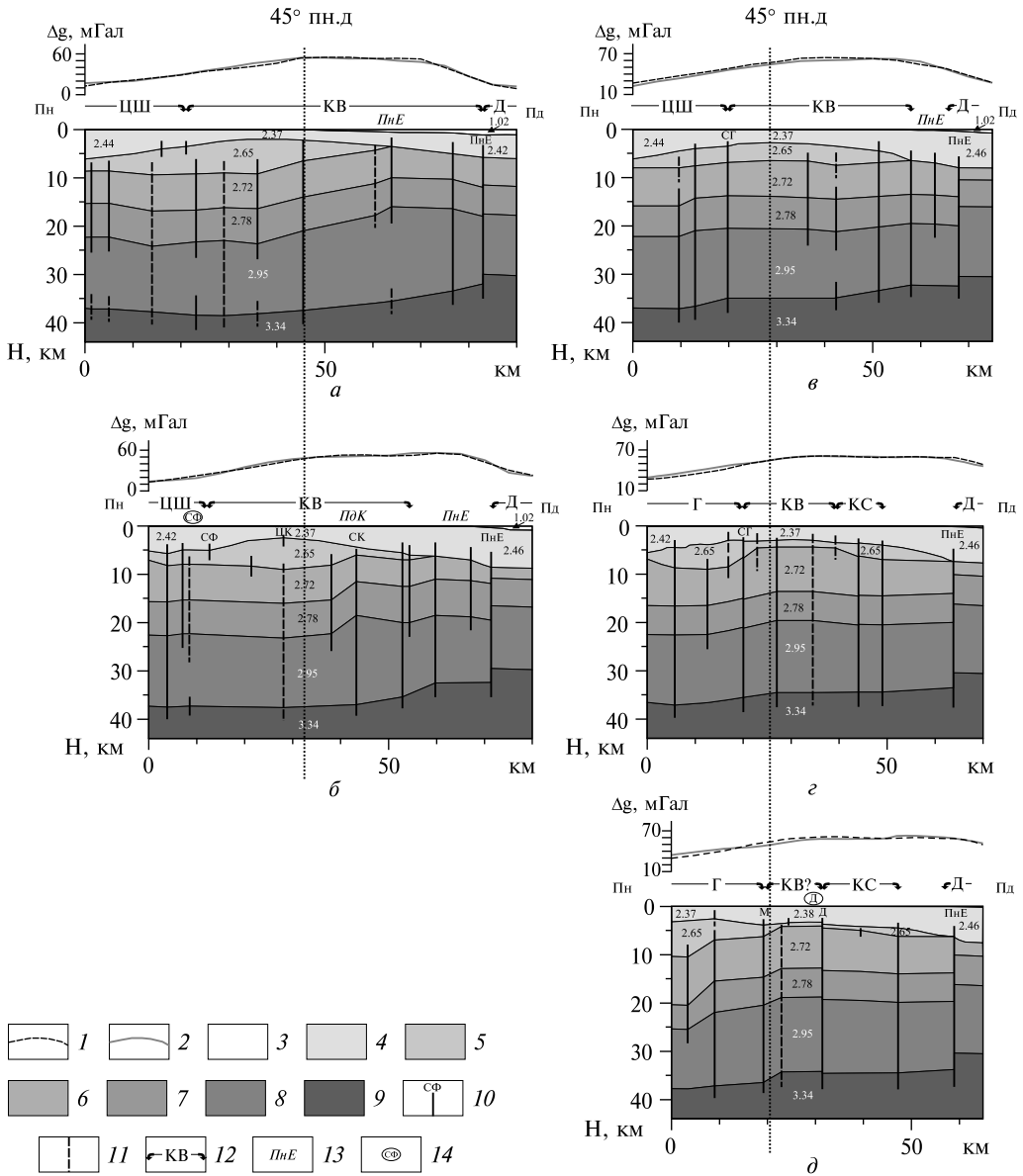


Рис. 2. Гравітаційні моделі вздовж інтерпретаційних профілів: *a* – профіль I, *б* – профіль II, *в* – профіль III, *г* – профіль IV, *д* – профіль V (значення густин в г/см³); 1 – спостережена аномалія поля сили тяжіння у вільному повітрі; 2 – модельна аномалія; 3 – вода; 4 – осадовий чохол віку J₂–Q; 5 – складчасті утворення триасу; 6 – осадово-метаморфічні породи; 7 – гранодіорити; 8 – габро; 9 – верхня мантія; 10 – розломи: Д – Десантний, М – Маріїнський, ПнЕ – Північно-Евксинський, СГ – Сфитугеорговський, СК – Східнокорніловський, СФ – Східнофедорівський, ЦК – Центрально-Каламітський; 11 – шарнірні зони; 12 – структури першого порядку: Г – вал Губкіна, Д – прогин Дворянина, КВ – Каламітський вал, КС – Крайова ступінь, ЦШ – Центральношельфовий район; 13 – структури другого порядку: ПдК – Південно-Каламітське палеопідняття, ПнЕ – Північно-Евксинське палеопідняття; 14 – локальні структури: Д – Десантна, СФ – Східнофедорівська

зиватися Південно-Каламітським палеопідняттям (ПдК). Північно-Евксинське палеопідняття на цьому профілі звужується, має склепінчасту форму і утворює самостійний виступ фундаменту між Каламітським валом та прогином Дворянина. Воно перекрите тріасовим шаром лише частково і більшою частиною залягає під неконсолідованими відкладами. Поверхня мантиї залягає під ПдК антиформно, під ПнЕ — конформно, що вказує на різний генезис цих утворень.

На профілі III (рис. 2, в) Каламітський вал по поверхні фундаменту простягається від Сфитугеоргевського розлому до гребеня Північно-Евксинського палеопідняття і має вигляд доволі положистого купола зі слабо вираженою вершиною. На відміну від попередніх профілів, потужність тріасових відкладів приблизно однакова по простяганню та зменшується лише на краях валу. Тобто форма залягання цього тіла змінюється від лінзоподібної до пластової. Під апікальною і верхніми частинами обох бортів всі шари консолідованої кори залягають конформно її покрівлі, утворюючи широке положисте підняття. На відміну від двох попередніх профілів, поверхня мантиї під КВ залягає вище, ніж під Центральношельфовим районом і значно більше підкреслює блоковий поділ кристалічної кори.

На профілі IV (рис. 2, г) Каламітський вал, звужуючись до 19 км, вклинюється між валом Губкіна, з яким він межує по Сфитугеоргевському розлому, і Крайовою ступінню. Здіймання консолідованої кори, яке відмічалось на попередній моделі під центром валу, стає більш виразним і розділяє тріасовий шар на дві різновеликі лінзи, з'єднані перемичкою потужністю всього 1,5 км, яка розташована безпосередньо під КВ. Майже все північне потовщення шара відноситься до валу Губкіна, південне — формує Крайову ступінь. На цьому профілі ПнЕ вже не простежується. Північніше прогину Дворянина фіксується блок, в якому покрівля фундаменту плавно заглиблюється на південь, а шари кристалічної кори, навпаки, в тому напрямку піднімаються.

За Б.Д. Безверховим [1], Каламітський вал обмежується з заходу Одеським розломом. Однак в роботі [5, рис. 3.5] Каламітсько-Іллічівський виступ простягається далі на захід і включає в себе структуру Десантна. Таке розходження пов'язано з тим, що ці висновки базуються на інтерпретації різних структурних поверхів: перша — поверхні докрейди, а друга — доолігоцену. Тому для з'ясування питання, де ж саме закінчується вал, було обчислено профіль V, який проходить через вказану структуру.

По покрівлі фундаменту між Маріїнським і Десантним розломами існує підняття з майже горизонтальною поверхнею (рис. 2, д). В межах цього блока моделюванням виявлено здійснення шарів кристалічної частини кори, як і під валом на рис. 2, г, чого нема під Крайовою ступінню. Крім того, відмічається схожа з попереднім профілем будова тріасового шару і перехідного блока від Крайової ступені до прогину Дворянина. Таким чином, структура Десантна дійсно може відноситися до Каламітського валу.

Результати проведеного моделювання дозволяють зробити деякі висновки щодо структурного районування досліджуваного району. За параметрами кори виділяються два мегаблоки, розділених Північно-Евксинським розломом, який являє собою чітко виражену тектонічну межу. Структури, які розташовані північніше, здебільшого не мають між собою чітко виражених границь (виняток — розлом Десантний на профілі V). Характер зчленування геоморфологічних структур першого порядку не є сталим. Зокрема, відносна глибина залягання

підшви кори між КВ і ЦШ змінюється зі сходу на захід (на профілі I вона нижче під КВ, на II — поверхня рівна, на III — нижче під ЦШ). Загалом, в цьому блоці будова консолідованої кори не узгоджується з морфологією її поверхні. За потужністю осадово-метаморфічного шару і глибиною залягання поверхні мантиї цей мегаблок відноситься до континентального типу, являючи собою частину Скіфської плити.

Південніше Північно-Евксинського розлому знаходиться прогин Дворянина, який різко відрізняється за будовою літосфери від північного мегаблоку. Зменшена потужність осадово-метаморфічної основи (за винятком профіля I, можливо, під впливом західного простягання Гірського Криму) і консолідованої кори загалом дозволяють віднести його до субконтинентального типу перехідного блока між Скіфською плитою та Західно-Чорноморською западиною.

Визначення положення межі Каламітського валу

Отримані з аналізу побудованих моделей межі валу були інтерпольовані між профілями, в результаті чого були визначені їх просторові конфігурації, показані на рис. 3, який відображає на площині результати досліджень.

На положення меж КВ в літературі нема одностайного погляду. В одній і тій самій монографії [5] на рис. 2.4 його північний край проходить уздовж розлому від Маріїнського до Прибійного локальних піднять (на рис. 1 номери 5 і 7 відповідно) південніше субширотного пасма антиклінальних структур, зокрема Сельського (номер 8 на тому ж рис.). У той же час на рис. 5.3 вказаної роботи це підняття відноситься до Нахімовського вуглеводневого району, тобто до центральної частини Каламітського валу. За даними моделювання північна межа валу майже повністю контролюється тектонічними порушеннями — зі заходу на схід це: Маріїнський, Сфитугеоргеvський та Східнофедорівський розломи. Таким чином, отримані авторами результати повністю збігаються з рис. 2.4 в роботі [5], що вказує на більшу достовірність саме цього виділення положення північної межі КВ. На відміну від північного, південний край КВ пов'язаний з тектонічними елементами фрагментарно. Він проходить по Десантному порушенню до його східного закінчення і продовжується далі з тим же азимутом до Одеського диз'юнктива, по якому зміщується на південь і повертає на схід уздовж Південно-Каламітського. У місці його перетину з Іллічівським розломом межа змінює простягання від субширотного на північно-східний до невеликого субмеридіонального порушення, за яким розвертається майже на 90°, прямуючи вже на південний схід.

Положення західної межі валу з моделей визначити неможливо, оскільки вона проходить паралельно профілям. В літературних джерелах існує декілька варіантів її розташування в залежності від поверхні, яка інтерпретується. В даній роботі вона визначалася за схемою глибини залягання покрівлі консолідованої частини земної кори (тріасу) досліджуваного району (рис. 3, а). Від схеми підшви осадів крейдового віку (див. рис. 1) вона відрізняється врахуванням шару середньо-верхньоюрських відкладів.

З рисунка видно, що апікальна частина валу обмежена ізогіпсою 3 км. Її північне і південне крила зближуються зі сходу на захід до Губкінсько-Каламітського розлому, де фіксується найменша відстань між ними, а далі починають розходитися, оминаючи структуру Десантна. Тобто, якщо за даними густинного мо-

делювання (див. рис. 2, *д*) це локальне підняття може відноситися до Каламітського валу, то за схемою поверхні тріасової товщі воно належить Крайовій ступіні.

Таким чином, конфігурація ізогіпс покрівлі фундаменту вказує на те, що західне обмеження Каламітського валу контролюється Губкінсько-Каламітським порушенням, яке проходить західніше Одеського розлому, але східніше структури Десантна, що є середнім між зазначеними вище варіантами Б.Д. Безверхова [1] і П.Ф. Гожики [5]. Отже, ця межа, мігруючи з часом в різних напрямках, не є сталою.

Слід відмітити, що визначені за даними моделювання межі КВ значно відрізняються від лінії з роботи Б.Д. Безверхова, єдина ділянка, де вони збігаються — північна межа між $31^{\circ}30'$ сх. д. і $31^{\circ}45'$ сх. д. (див. рис. 3, *а*). Проведені дослідження показали, що по поверхні консолидованих відкладів вал, особливо у південній частині, набагато ширший, ніж визначено по покрівлі докрейдових осадів.

Тектонічна еволюція району досліджень

За результатами моделювання було побудовано схеми ізогіпс основних структурних поверхів консолидованої частини земної кори акваторії, що вивчається (див. рис. 3). Проведеними дослідженнями для докімерійських комплексів під західною частиною валу було виявлено підняття субширотного простягання (рис. 3, *б, г*). Як було вказано вище, західніше Одеського розлому це здіймання в іноземній літературі фігурує як хребет Сфиту Георге.

Слід зазначити, що таке найменування цієї структури по суті некоректне. Адже тектонічний блок з такою назвою, виділений на території Румунії, входить до системи Північної Добруджі і простягається в напрямку Пн. Зх. — Пд. Сх. А однойменний хребет на шельфі має азимут 85° [17] і трасується до виявленого сейсмічними дослідженнями на румунському шельфі горста (підняття) Ваду [18], яке відноситься до Мізійської плити. Отже, хребет, виявлений моделюванням під Каламітським валом, не може бути продовженням суходільного блока Сфиту Георге. Але оскільки структурно-тектонічне районування південної частини північно-західного шельфа не розроблене, в подальшому в тексті використовується назва, яка наводиться в іноземній літературі.

Також за результатами моделювання було побудовано схеми ізопакіт поверхів консолидованої кори (рис. 4). Зіставлення конфігурацій поверхонь з потужностями шарів використано для визначення перебігу тектонічних процесів району досліджень в його розвитку від байкальського до ранньокімерійського етапів тектогенезу.

Вочевидь, тектоніку та історію розвитку регіону треба розглядати від старіших утворень до більш молодих, хоча на рисунках шари класично показані зверху донизу. Найбільш древній, добайкальський, поверх фундаменту — шар габро. Його покрівля (див. рис. 3, *г*) має чітко виражену субширотну структурну зональність, винятком є східна перикліналь хребта Сфиту Георге, яка розвертається на північний захід.

Слід зауважити, що за результатами моделювання хребет не обмежується зі сходу Одеським порушенням, як в роботі [20], а лежить під центром всієї західної частини Каламітського валу і простягається набагато далі, в Централь-ношельфовий район. На південному фланзі хребта фіксується западина, яка на

сході вклинюється в область підвищеного залягання поверхні під південно-східною частиною КВ, розділяючи її на Південно-Каламітське і Північно-Евксинське палеопідняття. В північно-східній частині району досліджень над широким заглибленням підошви шару габро (див. рис. 3, *д*) по його поверхні (див. рис. 3, *е*) спостерігаються вже два більш вузькі прогини — південний в межах КВ та північний — в Центральнотельшовому районі. Досить глибока западина фіксується на місці майбутнього валу Губкіна.

Таким чином, можна зробити висновок, що Каламітський вал має в основі кілька структурно-тектонічних елементів, які були закладені ще до байкальської епохи тектогенезу.

Оскільки по поверхні габро присутні лише лінійні структури і немає купольних, це означає, що основа кристалічного фундаменту району досліджень являє собою пізньоархейське утворення (згідно з [3]). Отже, принаймні ця ділянка Скіфської плити (СП) молодша за Східноєвропейську платформу (СЄП) і кора СП є пізнішим утворенням, а не редукованою частиною літосфери СЄП. Згідно з результатами моделювання, положення гребня хребта Сфиту Георге зсунуто на північ відносно «кореня» (див. рис. 3, *г* і 3, *д* відповідно), тому можна припустити, що ця структура сформувалася в процесі насуву. За [2] післяархейська частина консолідованого фундаменту Скіфської плити в Криму та Західному Причорномор'ї складається з утворень байкальського, герцинського та кімерійського комплексів. Байкаліди представлені зеленокам'яною і гранітоїдною формацією, герциніди — аспідною, флішоїдною, моласовою і карбонатною. Кімерійський складчастий комплекс сформовано породами того ж типу без аспідної складової.

Історію байкальського комплексу ілюструють схеми глибини залягання основи шару гранодіоритів та його потужності (див. рис. 3, *г* і рис. 4, *в* відповідно). Граніт-зеленокам'яні утворення байкалід, які в поданій роботі мають назву гранодіоритового шару, згідно з [3] формуються на архейській корі в умовах розтягнення. Зеленокам'яні області складаються з тектонічних структур синкліноної будови, розділених антикліноними зонами. Перші утворені метавулканогенно-осадовими (зеленокам'яною фацією), другі — плутонічними комплексами.

Судячи з потужності шару (див. рис. 4, *в*), в цю епоху західніше 32° сх. д. утворилася меридіональна синклінона зона шириною близько 25 км. Центр прогинання знаходився в межах перикліналі Північно-Евксинського палеопідняття біля однойменного розлому. Заглиблення охопило західні частини ПдК і ПнЕ та східну центрикліналь прогину, що їх розділяв (див. рис. 3, *г*). Потовщенням шару також характеризуються успадковані від архею субширотні прогини в північно-східній частині району досліджень, до того ж значно розширився

Рис. 3. Схеми поверхонь основних структурних поверхів консолідованої кори: *а* — складчастих утворень триасу, *б* — осадово-метаморфічних порід, *в* — гранодіоритів, *г* — габро, *д* — верхньої мантії; *1* — ізогіпси поверхонь, км; *2* — ізогіпси поверхонь в зоні розмиву шарів, км; *3* — межа Каламітського валу за [1]; *4* — межа Каламітського валу за результатами досліджень; *5* — блоки Tulsea unit за [19]; *6* — розломи за [6, 19]: ГД — Губкінсько-Донузлавський, Д — Десантний, М — Маріїнський, О — Одеський, ПдК — Південно-Каламітський, СГ — Сфитугеорговський, СФ — Східнофедорівський; *7* — розломи за результатами моделювання: ГК — Губкінсько-Каламітський, І — Іллічівський, К — Корніловський, П — Прибійний, СК — Східнокорніловський, ЦК — Центральнотельшовий; *8* — добайкальські структури: ПдК — Південно-Каламітське палеопідняття, ПнЕ — Північно-Евксинське палеопідняття, СГ — хребет Сфиту Георге; *9* — мезозойські структури: Га — Гамбурцева, Гу — вал Губкіна, Д — Десантна, КС — Крайова ступінь

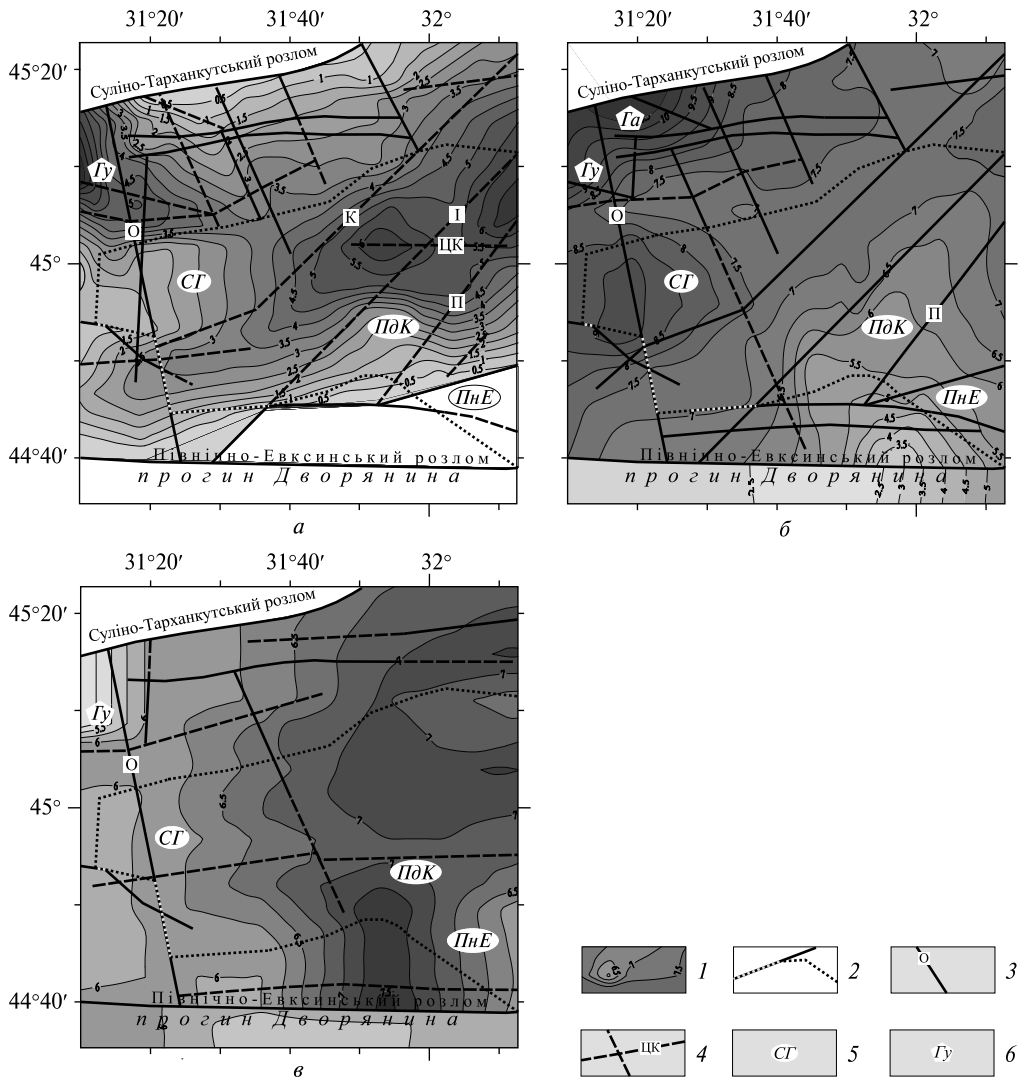


Рис. 4. Схеми потужностей шарів консолідованої кори: *а* — складчастих утворень триасу, *б* — осадово-метаморфічних порід, *в* — гранодіоритів; 1 — ізопакіти, км; 2 — межа Каламітського валу за результатами досліджень; 3 — Одеський розлом за [1]; 4 — розломи за результатами моделювання: І — Іллічівський, К — Корніловський, П — Прибійний, ЦК — Центрально-Каламітський; 5 — добайкальські структури: ПдК — Південно-Каламітське палеопідняття, ПнЕ — Північно-Евксинське палеопідняття, СГ — хребет Сфиту Георге; 6 — мезозойські структури: Га — Гамбурцева, Гу — вал Губкіна

південний з них, розташований в межах КВ. Блок Сфиту Георге західніше Одеського розлому та східна частина Північно-Евксинського палеопідняття мають меншу потужність гранодіоритового шару, утворюючи антиклінорні ділянки. Таким чином, вірогідно, байкальські породи західної та південно-східної частини КВ представлені плутонітами, а центральної та північно-східної частини — зеленокам'яною фациєю.

Перикліналь майбутнього валу Губкіна характеризується найменшою, відносно сусідніх ділянок, товщиною шару (див. рис. 4, *в*), при тому що основа гранодіоритів являє собою западину (див. рис. 3, *з*). Таке співвідношення — не

скомпенсований відкладами інтенсивний прогин, який виділяється по поверхням як мантії, так і габро (див. рис. 3, *г, д*), свідчить про те, що, скоріш за все, заглиблення поверхні в цьому місці відбулось не в байкальську чи архейську епохи, а на більш пізньому етапі тектогенезу.

За [2] в будові байкальського комплексу фундаменту Скіфської плити простежуються дві системи: Сандомирсько-Добруджинська (Західне Причорномор'я) і Середньокримсько-Передкавказька. Вважалося, що перша з систем продовжується в Західний Крим, де відбувається її кутове зчленування з другою [15].

За результатами моделювання можна зробити висновок, що субширотна північнокримська область байкалід, досліджена на Гераклеїському плато [13], зменшуючи потужність, простягалась на північний захід до Північно-Евксинського палеопідняття. Зеленосланцевий пояс Мізійської плити, який на теренах Румунії мав напрямок ПнЗх — ПдСх, зі сходу замикався Одеським розломом. Таким чином, вочевидь, обидва райони розвивалися під дією різних тектонічних імпульсів, бо були розмежовані різко незгідною за простяганням меридіональною синкліноною зоною.

У результаті байкальського тектогенезу, як видно на схемі поверхні гранодіоритів (див. рис. 3, *е*), хребет Сфиту Георге, змінюючи близько $31^{\circ}30'$ сх. д. напрямок з широтного на північно-східний, продовжується до вірогідного змикання з Глібовсько-Рилєєвським горстом на Тарханкутському півострові. Отже, в кінці протерозою зв'язок між структурами Криму і Західного Причорномор'я дійсно міг існувати. Але його утворення не таке, як подається в реконструкціях. Це було просторове з'єднання різнорідних структур, а не результат єдиного тектонічного процесу.

З південного боку хребта Сфиту Георге через всю досліджувану акваторію, від Центральношельфового району до Крайової ступені, утворився єдиний прогин. Паралельно йому, вздовж Прибійного розлому, простежується менш виражене заглиблення, що відокремлює Північно-Евксинське палеопідняття від Південно-Каламітського, яке змінює простягання з широтного на північно-східне.

Схема поверхні гранодіоритів відображає не тільки тектонічні рухи герцинської епохи, а й пізніших. Тому процеси цього періоду краще відображаються в порівнянні рис. 3, *е* зі схемою ізопакіт осадово-метаморфічного шару на рис. 4, *б*. В палеозої найбільш активне накопичення осадів (до 7,5 км) в межах Каламітського валу відбувалося на хребті Сфиту Георге, а максимальна потужність цього шару (більше 9 км) фіксується на його ділянці, прилеглій до Одеського розлому. Ймовірно, це було обумовлено прогинанням поверхні гранодіоритів в результаті кристалізації байкальських плутонітів.

Набагато менша (5–7 км) товщина осадово-метаморфічного комплексу за результатами моделювання зафіксована в межах палеопідняття. Мінімальна кількість палеозойських осадів відмічається в районі південно-західної перикліналі Північно-Евксинського палеопідняття. Це пов'язано з розмивом герцинського шару в кімерійську епоху. В цьому районі відсутні тріасові відклади (див. рис. 3, *а*), отже поверхня земної кори на цій ділянці на початку мезозою знаходилася вище рівня моря і зазнавала денудації.

Прогин уздовж Прибійного розлому на рис. 3, *е* не знаходить вираження на рис. 4, *б* — заглиблення не супроводжується накопиченням осадів. Отже, ця западина утворилася в післягерцинську епоху.

Найбільша товщина осадово-метаморфічного шару утворилася за межами Каламітського валу східніше прогину поверхні гранодіоритів під майбутнім валом Губкіна на місці нижньокрейдової структури Гамбурцева, що можна побачити, порівнявши рис. 3, *в* і рис. 4, *б*. Таким чином, формування валу Губкіна відбувалося пізніше, ніж в герцинську епоху.

Просторовий розподіл визначених моделюванням підведених і заглиблених ділянок узгоджується зі зміщенням положенням блоків герцинської Tulcea unit по лінії Східнокорніловського розлому.

На схемі гіпсометрії поверхні осадово-метаморфічних порід (див. рис. 3, *б*), який є основою кімерійського комплексу, виділяються майже ті ж самі структурні елементи, що і по покрівлі гранодіоритів. Хребет Сфиту Георге проявляється більш виразно, ніж на попередньому етапі розвитку (перепад висоти по простяганню 3,5 км проти 2,5 км відповідно). Це пов'язано з більшою стабільністю його частини західніше Одеського розлому, про що свідчить мінімальна в районі досліджень кількість відкладів тріасового віку (рис. 4, *а*). Хребет так само виходить за межі Каламітського валу в Крайову ступінь та Центральношельфовий район, але вже не простежується до Тарханкутського п-ова.

Заглиблені ділянки поверхні трохи змінюють характеристику відносно покрівлі шару, що лежить нижче (див. рис. 3, *б*, *в*). Прогин з півночі від хребта не обмежується коренем валу Губкіна, продовжуючись на схід. По Одеському порушенню це заглиблення змінює напрямок з південно-східного на широтний і простягається східніше, в Центральношельфовий район. Западина південніше хребта, навпаки, скорочується, не простягаючись західніше Одеського розлому. Обидва діагональні прогини в східній частині району робіт — між Корніловським та Іллічівським порушеннями і вздовж Прибійного розлому — зберігають своє положення. По поверхні осадово-метаморфічного шару Північно-Евксинське палеопідняття змінює форму, за положенням південної межі наближаючись до Каламітського валу. Це є наслідком денудації в мезозої ділянки фундаменту в південно-східній частині району, що вивчається.

Максимальна кількість тріасових відкладів накопичується під валом Губкіна (див. рис. 4, *а*). Саме на кімерійську епоху припадає формування основи цієї структури, оскільки прогинання нижчих структурних поверхів до підшови кори включено (див. рис. 3, *в—д*) не супроводжуються потовщенням шарів (див. рис. 4, *б*, *в*).

В тріасі Південно-Каламітське палеопідняття повністю відокремлюється від Північно-Евксинського прогином уздовж Прибійного розлому (див. рис. 3, *б*). Ця западина заповнена тріасовими осадами потужністю більше 6,5 км (див. рис. 4, *а*). Таким чином, хоча початок її закладання відноситься до герцинської епохи (див. рис. 3, *в*), але найактивніша фаза відбувається в ранньокімерійську. Ця структура вочевидь є центрикліналлю Тарханкутсько-Березанського (Північнокримського) прогину, вісь якого проходить через південну частину Тарханкутського п-ова [14].

Ще одна тріасова лінза субширотного простягання залягає під центральною частиною КВ на захід від Іллічівського розлому. Її вісь контролюється Центрально-Каламітським порушенням (див. рис. 4, *а*). Слід відмітити, що вказана лінза має дві особливості. Перша — вона залягає в межах прогину по підшві тріасу між Корніловським та Іллічівським порушеннями (див. рис. 3, *б*), але той має зовсім інший напрямок (ПнСх — ПдЗх). Друга — ця лінза знаходиться в районі вигину

Каламітського валу на північ. Тож можна припустити, що це потовщення шару утворилося під впливом тиску з півдня внаслідок ранньокрейдового рифтогенезу в Західно-Чорноморській западині [23, Fig. 2]. Цей висновок узгоджується з результатами проведених раніше досліджень [14], згідно з якими на прилеглий до району, що вивчається, території Криму в салгирську фазу тектогенезу ранньокімерійські прогини були охоплені інверсією та складкоутворенням.

В результаті накопичення тріасових відкладів виникло витягнуте в субширотному напрямку підняття, яке звужується та знижується зі сходу на захід (див. рис. 3, *a*). В східній частині досліджуваної акваторії характерні особливості гіпсометрії поверхні тріасу та покрівлі докрейди істотно відрізняються. Так, по глибшому горизонту (див. рис. 3, *a*) максимально високе положення поверхні фіксується на східному краї, а вісь контролюється чітко вираженим меридіональним Центральнo-Каламітським розломом. Тоді як на подошві неконсолідованих осадів (див. рис. 1) найменша глибина відмічається на Іллічівському виступі, який на рис. 3, *a* відсутній, а вісь трасується непрямолінійним ланцюжком локальних структур. Але в цілому поверхня тріасу узгоджується з покрівлею докрейдового фундаменту, за яким і було виділено Каламітський вал. Тож можна вважати, що Каламітський вал як цілісна морфологічна структура утворився в салгирську фазу тектогенезу шляхом консолідації декількох гетерогенно-гетерохронних тектонічних структур. На користь цього твердження може служити той факт, що саме тоді на суходолі виник кімерійський Тарханкутський вал [14]. Втім, розвиток КВ продовжується і в альпійську епоху за рахунок просідання його бортів в результаті рифтогенних процесів в Каркінітському прогині та Західно-Чорноморській западині.

Ще одна структурна поверхня заслуговує на аналіз в рамках вивчення тектоніки району досліджень, а саме подошва кори (див. рис. 3, *d*), яка в цілому розділяється Одеським і Східнокорніловським розломами на три частини. В західній відмічається локальна западина під валом Губкіна. Ще одне, але діагональне, поглиблення простежується в основі хребта Сфиту Георге.

Центральна частина являє собою піднесену ділянку, розділену градієнтними зонами на три блоки з субгоризонтальним заляганням поверхні, глибина якої ступінчасто збільшується з півдня на північ на 2,25 км (32,5 км, 34,75 км та 37 км відповідно). Північний блок найменший і простягається в Центральнoшельфовому районі вздовж Губкінсько-Донузлавського розлому, центральний — найширший, майже ізометричний, залягає в межах Каламітського валу. Південний розташований поза межами КВ та скоріш за все являє собою основу західної перикліналі Північно-Евксинського палеопідняття.

Поверхня мантиї східної частини акваторії, що вивчається — це широке субширотне занурення. Вочевидь, цей прогин не має безпосереднього відношення до валу, оскільки весь північний борт залягає поза його межами.

Як видно зі співставлення схем поверхонь фундаменту, структурні елементи, які складають вал, чітко виражені на верхніх поверххах, але по подошві кори не проявляються. Тобто конфігурація цієї поверхні відображає інтегральну характеристику всіх тектонічних етапів і не може використовуватися для висвітлювання еволюції земної кори. Але розломи, що відмічаються по покрівлі мантиї, слугують маркером послаблених зон, які можуть бути каналами для надходження мантийних флюїдів.

Для формувань родовищ вуглеводнів важливо не тільки надходження в кору дериватів, але й існування в фундаменті розломів, які доставлять їх до осадового чохла. Можна відмітити, що в межах акваторії, що вивчається, порушення від шару до шару (див. рис. 3, $a-d$) варіюють як по кількості, так і по положенню і по напрямку, на деяких поверхах навіть утворюють розломні зони шириною декілька кілометрів. Постійно активними можна визнати Одеський, Північно-Евксинський, Губкінсько-Донузлавський та Південно-Каламітський трансорові розломи. Два перших є структуроутворюючими, оскільки відокремлюють блоки з різними характеристиками на всіх поверхах консолідованої кори. Слід зазначити, що схеми, побудовані програмою *Surfer*, дають загальну картину з малою детальністю. Деякі розломи відмічаються на одному і тому ж місці, але з першою в часі. Тож довгоживучих розломів може бути більше.

Вуглеводневий потенціал Каламітського валу за результатами проведених досліджень

Проведені дослідження, крім фундаментального питання про глибинну будову та тектонічну еволюцію Каламітського валу, мають також і прикладний аспект — визначення можливої локалізації покладів вуглеводнів, зокрема на структурах, що були виділені сейсмічними методами.

В межах КВ виявлено 8 локальних структур, що можуть бути перспективними на ВВ [5], положення яких наведено на рис. 5. Крім того, в безпосередній близькості до валу зафіксовано також 3 структури в Центральнотельфовому районі, 2 — на Крайовій ступіні та ще одна в районі Північно-Евксинського розлому.

Проведений раніше аналіз співставлення тектонічних елементів з місцезнаходженням родовищ вуглеводнів [8] показав, що поклади тяжіють до трансорових порушень, які, згідно з сучасними уявленнями, є постачальником мантійних флюїдів [11]. Але за [20, fig. 13] глибинні деривати також можуть мігрувати від мантійних до внутрішньокорових диз'юнктивів уздовж верхньотріасової та нижньоюрської товщ. Підтвердженням цього можна вважати те, що родовища Архангельське та Кримське лежать безпосередньо не над трансоровими розломами, а над порушеннями по поверхні консолідованої кори (див. рис. 5).

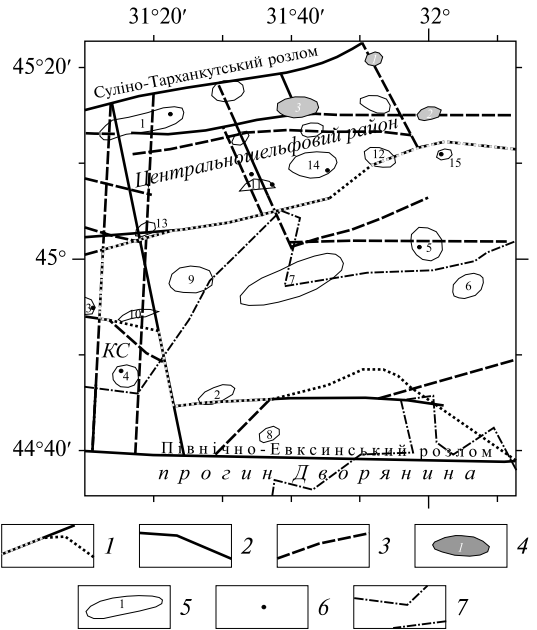
Скоріш за все, шукати скупчення вуглеводнів на незабезпечених розломами структурах недоцільно. З рис. 5 видно, що до таких відносяться Федорова, Центральна, Нахімова, Корнілова, Каламітська, Дельфін та Коханчика.

На цей час у межах північно-західного шельфу виявлено 8 родовищ вуглеводнів, в яких продуктивні горизонти в своїй більшості приурочені до палеогену та нижнього міоцену.

В районі досліджень пробурено декілька свердловин — зокрема дві на структурі Сельського, по одній на Іллічівській, Десантній, Дельфін, Федорова, Центральній. Жодна з них не виявила промислового скупчення вуглеводнів у відкладах кайнозою і верхнього мезозою.

Згідно з даними Б.Д. Безверхова [1] та роботи [5] мінімальна потужність відкладів палеоцен-еоцену в свердловинах, з яких отримано вуглеводні, — 415 м (структура Безіменна). На структурах Гамбурцева і Сельського з товщиною цього шару 0,4 та 0,37 км відповідно, ВВ не виявлено. Продуктивна товща майкопу на родовищах в межах північно-західного шельфу має значення від 0,73 км

Рис. 5. Схема розташування локальних піднять і родовищ вуглеводнів досліджуваного району за [5]: КС — Крайова ступінь, 1 — межа Каламітського валу за результатами досліджень; 2 — трансковрові розломи; 3 — порушення по поверхні консолідованого фундаменту, що можуть бути каналами знаходження мантіїних флюїдів; 4 — родовища вуглеводнів: 1 — Архангельське, 2 — Кримське, 3 — Штормове; 5 — локальні структури: 1 — Гамбурцева, 2 — Голубина, 3 — Десантна, 4 — Дельфін, 5 — Іллічівська, 6 — Каламітська, 7 — Корнілова, 8 — Коханчика, 9 — Нахімова, 10 — Н-53, 11 — Сельського, 12 — Східнофедорівська, 13 — Ушакова, 14 — Федорова, 15 — Центральна; 6 — свердловини; 7 — межі області розповсюдження газових факелів за [4]



до 0,98 км (Кримське та Шмідтівське). Потужність шару цього віку на непродуктивних структурах Десантна та Сельського — 0,63 км і 0,54 км. На родовищі Штормове вуглеводні скупчені в горизонті, що залягає нижче — палеоцен-еоценовому, а в майкопських відкладах, які мають товщину тільки 0,53 км, їх немає.

Між тим, в центральній частині Каламітського валу осадів нижнього палеоцену та еоцену майже нема, а на схилах їх трохи більше 0,2 км. Відклади майкопу в приосьовій зоні валу характеризуються ізопахітами до 0,4 км, на південному схилі — близько 0,2 км. Оскільки ці значення значно менше за величини потужностей продуктивних шарів на родовищах, можна зробити висновок, що за цим показником поклади вуглеводнів в кайнозойських відкладах в межах КВ маловірогідні. Саме цим можна пояснити від'ємний результат свердловини на структурі Іллічівська, яка, хоч і залягає над коровим розломом, але знаходиться в осьовій частині валу, де потужності основних продуктивних горизонтів мінімальні.

В той же час на межі КВ і Центральношельфового району сейсмічними дослідженнями фіксується потовщення шару відкладів майкопу до 0,8 км. Тому наявність скупчення ВВ у відкладах цього віку цілком можлива на структурі Східнофедорівська.

Слід зауважити, що загальна тенденція залежності продуктивності шару від його товщини не дає стовідсоткової надійності. Так, на структурі Центральна потужність майкопу складає 0,79 км, а палеоцен-еоцену — 0,73 км. Такі величини могли б бути сприятливими до формування родовища ВВ. Але свердловина, яка була пробурена на цій ділянці, виявила лише непромислові припливи вуглеводнів.

Зважаючи на малоймовірність формування родовищ ВВ в кайнозойських осадах, в досліджуваному районі доцільно орієнтувати пошукові роботи на більш глибинні верстви, адже Шмідтівське родовище розробляє вуглеводні з горизонту верхньокрейдного віку.

Свердловини на структурі Сельського дали від'ємний результат в шарах до верхньокрейдового включно, незважаючи на наявність двох порушень, одне з яких транскорове. Тож, є сенс шукати скупчення ВВ в нижньокрейдовому горизонті. Така рекомендація основана на подібності структур Сельського та Гамбурцева і обставин пошукових робіт на них — свердловини, увійшовши у відклади верхньої крейди, не дали притоку ВВ, і структури були визнані неперспективними. Але пізніше, на підставі отриманих моделей прогріву в свердловині Гамбурцева-2, встановлено, що товщею, яка генерує газ, в Центральнорельєфовому районі може бути нижньокрейдова на глибинах близько 4200 м [5].

Крім того, на формування вуглеводневих родовищ безперечно впливають і інші чинники.

Слід відмітити, що осьова зона і південний схил КВ майже повністю знаходяться в зоні газових факелів. Вважається, що струмені газу є наслідком деструкції газогідратів, які утворюються в приповерхневих шарах. Але можливе також інше пояснення. Флюїди проходять від мантії скрізь осадову товщу не затримуючись, тому що в цьому районі відсутні умови для їх накопичення — нема надійних літологічно обмежених, стратиграфічно екранованих пасток. Адже альбська глиниста товща, яка слугує субрегіональною покривною [5], згідно з Б.Д. Безверховим [1], у цьому районі відсутня. Таким чином, можна зробити висновок, що структура Голубина, хоча і забезпечена транскоровим розломом, навряд чи є перспективною, оскільки знаходиться в зоні відсутності нижньої крейди і, одночасно, розповсюдження газових факелів.

Враховуючи три названі вище критерія, до перспективних структур, крім Сельського, можна віднести структури Східнофедорівську, Ушакова та Н-53.

Висновки

Результати проведених досліджень дозволяють зробити такі висновки:

1. По поверхні консолідованих відкладів Каламітський вал, особливо в його південній частині, набагато ширше, ніж визначалося по покрівлі докрейдових осадів. Північна межа валу майже повністю контролюється розломами — з заходу на схід це: Маріїнський, Сфитугеоргеєвський та Східнофедорівський. Південна пов'язана з тектонічними елементами тільки на заході. Вона проходить по Десантному та Одеському розломам і західній частині Південно-Каламітського порушення. Положення західної межі валу визначалося за схемою глибини залягання поверхні консолідованої частини земної кори (тріасу). Конфігурація ізогіпс вказує, що вона контролюється Губкінсько-Каламітським порушенням, яке проходить західніше Одеського розлому, але східніше структури Десантна, що є середнім між визначеннями Б.Д. Безверхова по поверхні докрейди та П.Ф. Гожики по поверхні доолігоцену. Таким чином, ця межа, мігруючи з часом в різних напрямках, не є сталою.

2. За параметрами кори в районі досліджень виділяються два мегаблоки, розділених Північно-Евксинським розломом, який являє собою чітко виражену тектонічну межу. Структури, які розташовані північніше, здебільшого не мають між собою чітко виражених границь (виняток — розлом Десантний). Характер зчленування геоморфологічних структур першого порядку не є сталим. Загалом, в цьому блоці будова консолідованої кори не узгоджується з морфологією її поверхні. За потужністю осадово-метаморфічного шару і глибиною за-

лягання поверхні мантиї цей мегаблок відноситься до континентального типу, являючи собою частину Скіфської плити. Південніше Північно-Евксинського розлома знаходиться прогин Дворянина, який різко відрізняється за будовою літосфери від північного мегаблоку. Зменшена потужність осадово-метаморфічної основи і консолідованої кори загалом дозволяють віднести його до субконтинентального типу перехідного блока між Скіфською плитою та Західно-Чорноморською западиною.

3. Встановлено, що Каламітський вал має в основі кілька чітко виражених в консолідованій корі структурно-тектонічних елементів, які були закладені ще до байкальської епохи, — хребет Сфиту Георге та Південно-Каламітське і Північно-Евксинське палеопідняття, розділених прогинами.

4. Основа кристалічного фундаменту району досліджень являє собою пізньоархейське утворення і, таким чином, принаймні ця ділянка Скіфської плити (СП) молодша за Східноєвропейську платформу (СЄП), і кора СП є пізнішим утворенням, а не редукованою частиною літосфери СЄП. Вірогідно, байкальські породи західної та південно-східної частини КВ представлені плутонітами, а центральної та північно-східної частини — зеленокам'яною фацією.

5. За результатами досліджень, субширотна північнокримська область байкалід і зеленосланцевий пояс Мьозійської плити напрямку ПнЗх. — ПдСх. розвивалися під дією різних тектонічних імпульсів, оскільки були розмежовані різко незгідною за простяганням меридіональною синкліноною зоною в середній частині валу. Отже, в кінці протерозою зв'язок між структурами Криму і Західного Причорномор'я дійсно міг існувати, але це було просторове з'єднання різнорідних структур, а не результат єдиного тектонічного процесу.

6. Каламітський вал як цілісна морфологічна структура утворився в салгирську фазу тектогенезу шляхом консолідації декількох гетерогенно-гетерохронних структур. Формування основи східної перикліналі валу Губкіна припадає також на кімерійську епоху.

7. Розвиток валу продовжився в альпійську епоху за рахунок просідання його бортів в результаті рифтогенних процесів в Каркінітському прогині та Західно-Чорноморській западині.

8. Структурні елементи, які складають вал, чітко виражені на всіх поверххах кристалічної кори, але по її підшві не проявляються. Конфігурація цієї поверхні відображає інтегральну характеристику всіх тектонічних етапів. Отже, поверхню мантиї не можна використовувати в реконструкціях для висвітлювання еволюції літосфери.

9. В межах акваторії, що вивчалась, порушення від шару до шару варіюють як по кількості, так і по розташуванню і напрямку, на деяких поверххах утворюють розломні зони шириною декілька кілометрів. Постійно активними можна визнати Одеський, Північно-Евксинський, Губкінсько-Донузлавський та Південно-Каламітський транскорові розломи. Два перших з них є структуроутворюючими, оскільки відокремлюють блоки з різними характеристиками на всіх поверххах консолідованої кори.

10. На основі комплексного аналізу розломної тектоніки, потужностей шарів неконсолідованих осадів кайнозойського віку та розповсюдження газових факелів зроблено висновок, що в районі досліджень структурами, перспективними на пошуки вуглеводнів, є Сельського, Східнофедорівська, Ушакова та Н-53.

І наостанок. Є пропозиція до геологічної спільноти провести декомунізацію та дерусифікацію структур українського сектора Чорного моря.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Безверхов Б.Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопоисковых работ (по материалам сейсмо-разведки): дис. ... канд. геол.-мин. наук. Одесса, 1988. 205 с.
2. Богаец А.Т., Бондарчук Г.К., Леськив И.В., Новосилецкий Р.М. та ін. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность. Киев: Наук. думка, 1986. 152 с.
3. Геологический словарь. В 3-х томах. Гл. ред. О.В.Петров. Т. 1. А-Й. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.
4. Гожик П.Ф., Багрий І.Д., Войцицький З.Я., Гладун В.В. та ін. Геолого-структурно-термо-атмогеохімічне обґрунтування нафтогазаності Азово-Чорноморської акваторії. Київ: Логос, 2010. 419 с.
5. Гожик П.Ф., Чебаненко І.І., Євдошук М.І., Крупський Б.Л. 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. Занкевич Б.А., Шафранская Н.В. Тектоническая позиция зоны газовых факелов северо-западной части Черного моря. *Геол. и полез. ископ. Мирового океана*. 2009. № 3. С. 35—54.
7. Захарчук С.М., Полухтович Б.М. Пріоритетні напрями пошуково-детальних сейсмо-розвідувальних і бурових робіт на Півдні України на ближчу перспективу. *Зб. доп. IV Міжнародної конференції. Сімферополь-Гурзуф: Агео*, 2003. С. 69—94.
8. 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.
9. Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысичук Д.В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. *Геофиз. журнал*, 2009. 31, № 6. С. 77—91.
10. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли. Новосибирск: Наука, 1992. 150 с.
11. Лукин А.Е. Система «суперплюм — глубокозалегающие сегменты нефтегазоносных бассейнов» — неисчерпаемый источник углеводородов. *Геол. журн.*, 2015. № 2. С. 7—20.
12. Михайлов В. А., Куровець І. М., Сеньковський Ю. М., Вижва С. А. та ін. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. 3. Південний нафтогазоносний регіон. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2014. 222 с.
13. Плахотный Л.Г. Байкалиды Крыма. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.* 1988. 63, вып. 6. С. 3—13.
14. Плахотный Л.Г. Раннекеммерийские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докеммерийскими. *Геотектоника*. 1990. № 2. С. 54—62.
15. Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях. Под ред. В.В Глушко, С.П.Максимова. Москва: Недра. 1981. 240 с.
16. Cloetingh S., Ziegler P.A., Beekman F., Burov E.B., Garcia-Castellanos D., Matenco L. Tectonic Models for the Evolution of Sedimentary Basins. *Treatise on Geophysics*. Gerald Schubert (editor-in-chief). 2nd edition. Vol 6. Oxford: Elsevier, 2015. P. 513—592.
17. Diaconescu M., Craiu A., Toma-Danila D., Craiu G.M., Ghita C. Main active faults from the eastern part of Romania (Dobrogea and Black Sea). Part I: Longitudinal faults system. *Romanian Reports in Physics*. 2019a. 71, 702. 18 p.
18. Diaconescu M., Craiu A., Moldovan I.A., Constantinescu E.G. Main active faults from eastern part of Romania (Dobrogea and Black Sea). Part II: Transversal and oblique faults system. *Romanian Reports in Physics*. 2019b. 71, 708. 15 p.
19. Dimitriu R.G., Dinu C., Sava C.S. The northwestern Black Sea margin tectonics revealed by potential geophysics and its remote influence on the sedimentary cover structure. *5th Plenary Meeting and Field Trip: Extended Abstracts Volume of the IGCP 521 — INQUA 0501*. (22—31 August 2009). Izmir-Canakkale, Turkey. 2009. P. 58—59.

20. Georgiev G. Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2012. **21**. P. 91–109.
21. Morosanu I. The hydrocarbon potential of the Romanian Black Sea continental plateau. *Romanian Journal of Earth Sciences*. 2012. 86, issue 2. P. 91–109.
22. Schleder Z., Krezsek C., Turi V., Tari G., Kosi W., Fallah M. Regional Structure of the Western Black Sea Basin: Constraints from Cross Section Balancing. *Petroleum Systems in «Rift» Basins. 34th Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Perkins-Rosen Research Conference: Program and Abstracts OMNI Houston Westside* (December 13–16, 2015). Houston, Texas. 2015. P. 509–520.
23. Stovba S.M., Khriachtchevskaia O.I., Popadyuk I.V. Crimea and Ukrainian Eastern Black Sea Basin as an inverted Early Cretaceous rift system. 2017. <https://www.researchgate.net/publication/319454348>.
24. Stovba S.M., Popadyuk I.V., Fenota P.O., Khriachtchevskaia O.I. Geological structure and tectonic evolution of the Ukrainian sector of the Black Sea. *Геофизический журнал*. 2020. **42**, № 5. С. 53–106.

Стаття надійшла 23.10.2024

M.V. Kozlenko, Ph.D. (Geol.), Senior Researcher

e-mail: marichakoko@gmail.com

ORCID 0000-0001-5463-6483

Yu.V. Kozlenko, Ph.D. (Geol. & Mineral.), Senior Researcher

e-mail: yuriyko.geo@gmail.com

ORCID 0000-0002-7736-5185

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

32, Palladin ave., Kyiv, 03680, Ukraine

DEEP STRUCTURE, TECTONIC EVOLUTION AND HYDROCARBON POTENTIAL OF THE KALAMIT SWELL (NORTHWESTERN SHELF OF THE BLACK SEA) ACCORDING TO DENSITY MODELING DATA

The deep structure, tectonic evolution and hydrocarbon potential of the Kalamitsky swell (KS) were determined using the density modeling method. In the research area, two megablocks separated by the North Euxine Fault are distinguished by crustal parameters. The northern one, to which KS belongs, with continental-type crust, is part of the Scythian plate (SP). The southern one belongs to the sub-continental type of transitional block between the SP and the Western Black Sea Basin. The boundaries of the KS are determined, which are mostly controlled by faults. Schemes of isogypsum of the beds of the consolidated crust and isopachites of its layers were drawn up, which were used to determine the course of tectonic processes in the research area from the Baikal to the Early Cimmerian stages of tectogenesis. It was established that the KS is based on several structural and tectonic elements that were laid before the Baikal era. It was found that the base of the crystalline crust is a Late Archean formation. The sublatitudinal North Crimean region of the Baikallides and the greenschist belt of the Moesian Plate in the NW-SW direction developed under the influence of separate tectonic impulses, as they were delimited by a sharply unconformable meridional syncline zone in the middle part of the swell. KS as a complete morphological structure was formed in the Salgirian phase of tectogenesis by consolidation of several heterogeneous-heterochronous structures. Its development continued in the Alpine era due to subsidence of the sides as a result of rift processes in the Karkinitsky Trough and the West Black Sea Basin. Transcrustal faults, as well as crustal disturbances, which vary from layer to layer of the crystalline crust both in quantity, position, and direction, sometimes forming zones several kilometers wide, are determined. Based on a complex analysis of fault tectonics, thicknesses of Cenozoic soft sediments and gas plume distribution, it was concluded that the structures promising for the search for hydrocarbons are Selskyi, Skhidnofedorivska, Ushakova and H-53.

Keywords: Northwestern shelf of the Black Sea, Kalamitsky swell, dense modeling, prospects for hydrocarbon exploration, deep faults.