

Геоелектричні неоднорідності Кримського регіону як зони проявів сейсмічності та нафтогазоносності

А.М. Кушнір, Т.К. Бурахович, 2021

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна
Надійшла 5 серпня 2020 р.

Уперше для Кримського регіону та прилеглих територій побудовано тривимірну геоелектричну модель земної кори і верхньої мантії за результатами експериментальних спостережень низькочастотного електромагнітного поля Землі, виконаних в 2008—2013 рр. інститутом геофізики НАН України. Субвертикальні електропровідні зони або контакти різного питомої опору переважно в приповерхневих шарах збігаються з розломними структурами, більшість яких приурочені до меж між різними тектонічними елементами, такими як Скіфська плита і Гірський Крим, Північно- і Південнокерченська зони, та іншими розломами: Чонгарським, Мелітопольсько-Новоцарицинським, Корсарсько-Феодосійським, Горностаївським та Керченсько-Чкаловським. Як окрема потужна субмеридіональна електропровідна зона проявилася система Миколаївського і Західнокримського розломів. Глибше в земній корі і верхній мантії геоелектричні неоднорідності виявлені у вигляді субгоризонтальних структур (шарів) і проявляються в регіональних аномаліях, що може вказувати на про високу проникність для глибинних флюїдів зон контактів у процесі їх формування. Впевнено простежується глибинна субширотна структура в земній корі, яка на заході підтверджується і деталізується відомою Тарханкутською аномалією і продовжується через центральну частину Криму в північно-західній частині Керченського півострова. Передбачається наявність у надрах північно-західного шельфу Чорного моря і в північно-східній частині Керченсько-Таманського прогину потужної субширотних аномалії на межі кора—верхня мантія оконтуриваючих Кримський півострів. Зони проявів надглибоких флюїдів, отримані за даними сейсмотомографії, аномалій високої електропровідності в земній корі і верхній мантії, підвищеного теплового потоку і поширення гіпоцентрів землетрусів, підтверджують зв'язок сейсмічності Криму з колізійними процесами. Показана приуроченість проявів вуглеводнів у виділених аномаліях високої електропровідності, які характеризуються субвертикальними каналами, гальванічно пов'язаними з осадовими відкладами, або субвертикальними контактними зонами різного питомої опору, які спостерігаються не тільки в земній корі, а й у шарах верхньої мантії (60—90, 110—140 км) і можуть зумовлювати надходження надглибоких флюїдів.

Ключові слова: земна кора, мантія, Східноєвропейська платформа, Скіфська плита, 3D геоелектрична модель, магнітотелуричне зондування, магнітоваріаційне профілювання, глибинна будова, аномалії електропровідності, вуглеводні, сейсмічність.

Електромагнітні поля, індуковані в Землі джерелами природного іоносферно-магнітосферного походження, дають змогу отримати унікальну інформацію про глибинну будову, а також перебіг геодинамічних процесів у її надрах, що мають домінуючий вплив на утворення корисних копалин, зокрема горючих, а також накопичення і реалізацію сейсмічної енергії, та ін.

Проблема дефіциту енергоресурсів потребує нових підходів, які могли б узагальнити всю наявну інформацію про фізико-хімічні процеси утворення і накопичення вуглеводнів, а також їх прояви у фізичних полях. Багато вчених дотримуються погляду, що ці перетворення є глибинними та пов'язані з флюїдними процесами і дегазацією земних надр. Остання зумовлена

наявністю вертикальних і субвертикальних зон руйнування гірських порід, які проявляються як зони ослаблення, розущільнення, концентрації напружень і тріщинуватості. Такі зони мають особливі, найчастіше досить контрастні геофізичні властивості, зокрема геоелектричні, оскільки характеризуються підвищеною електропровідністю і можуть бути виявлені електромагнітними методами.

На цей час все більше уваги приділяють зв'язку сейсмічності з процесами дегазації Землі. Підготовку землетрусів можна розглядати на основі дії внутрішніх локалізованих джерел, що викликають деформацію структур унаслідок імплантації висхідних потоків легких газів і теплових реакцій флюїдів у порях і на поверхні тріщин. У результаті в земній корі в умовах нестационарних процесів, характерних для геологічного середовища, із швидкими і різномасштабними варіаціями об'ємно-напруженого стану, землетруси розглядають як реакцію середовища на взаємодію висхідних потоків легких газів (гелій, водень) з твердою фазою. Ці взаємодії значно впливають на структуру і динамічну поведінку матеріалів у геологічному середовищі. Очевидно, що в деформаційні процеси залучені величезні об'єми середовища — від верхньої мантії до верхньої кори, на що можуть вказувати дані щодо зміни електропровідності в надрах Землі.

Мета цього дослідження полягає у виявленні геоелектричних неоднорідностей земної кори і верхньої мантії різних геологічних структур Кримського півострова за результатами тривимірного моделювання розподілу електричного опору, в основу якого покладено дані експериментальних спостережень магнітотелуричного зондування (МТЗ) і магнітоваріаційного профілювання (МВП); поясненні природи аномалій високої електропровідності на підставі комплексного аналізу геолого-геоелектричних даних та їх вивчення як одного з факторів прояву геодинамічних процесів і пошуку перспективних на корисні копалини структур.

Для досягнення згаданої мети були вирішені такі завдання:

- збір та узагальнення геолого-геоелектричних даних, проведення експериментальних досліджень за допомогою сучасного обладнання та з вико- ристанням передових технологій спостережень [Бурахович та ін., 2016];
- вивчення основних особливостей та інтерпретація МТ- і МВ-функцій відгуку, які отримано за допомогою різних підходів до обробки експериментальних даних [Бурахович та ін., 2016];
- побудова тривимірних моделей розподілу електричного опору земної кори і верхньої мантії та виявлення геоелектричних неоднорідностей різних геологічних регіонів Кримського півострова;
- встановлення зв'язку аномалій високої електропровідності зі структурними особливостями регіону, різними геодинамічними обстановками і можливими проявами корисних копалин.

Тривимірна геоелектрична модель Кримського регіону.

Найбільш повний огляд сучасних експериментальних МТ/МВ спостережень, які було використано при побудові 3D моделі, та якісний аналіз глибинної будови тектоносфери за цими даними подано у публікації [Бурахович та ін., 2016] (рис. 1). Основним результатом інтерпретації останніх є виявлення зон високої електропровідності як у земній корі, так і у верхній мантії Криму, які характеризуються різною провідністю, глибиною залягання і конфігурацією та по-різному відображають геологічні структури. Субвертикальні електропровідні зони часто збігаються з розломними структурами різного порядку, більшість яких приурочені до шовних зон між різними тектонічними елементами, такими як Східноєвропейська платформа (СЄП) і Скіфська плита (СП), СП і Гірський Крим, Північно-(ПнКз) і Південнокерченська (ПдКз) зони. Це може свідчити про їх високу проникність для глибинних флюїдів.

Методика 3D моделювання, що проводилось із застосуванням апарата Mtd3wd [Mackie et al., 1994], враховує суттєвий вплив на електромагнітні параметри нео-

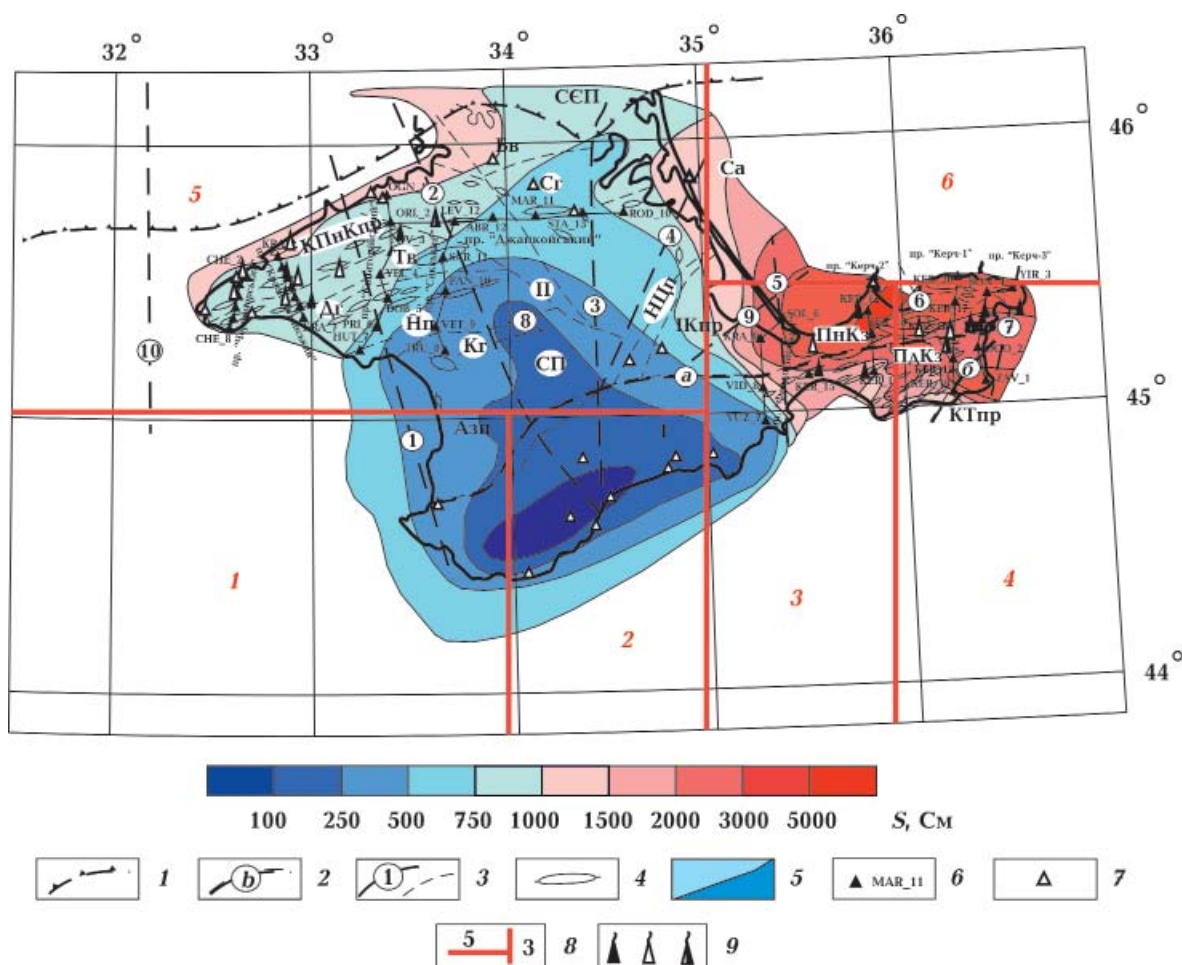


Рис. 1. Узагальнення матеріалів МТЗ і МВП [Бурахович та ін., 2016] на схемі тектонічної будови Кримського регіону: 1 — межа різновікових Східноєвропейської та Скіфської плит; 2 — розломні структури I порядку (букви у кружках: а — розлом, що розділяє Гірський Крим і Скіфську плиту; б — Правдинська зона розломів); 3 — розломні структури II порядку (цифри у кружках: 1 — Євпаторійсько-Скадовський; 2 — Салгірсько-Октябрський; 3 — Чонгарський; 4 — Мелітопольсько-Новоцарицинський; 5 — Корсарсько-Феодосійський; 6 — Горностаївський; 7 — Керченсько-Чкаловський; 8 — Донузлавський; 9 — Новотитарівський 10 — Миколаївський); 4 — локальні підняття; 5 — ізолінії сумарної поздовжньої провідності приповерхневого шару (S_{oc}); 6 — пункти МТЗ і МВП по лінії профілів: Чорноморський, Краснополяський, Керч-1, 2, 3, Євпаторійський, Сакський, Джанкойський, Феодосійський; 7 — пункти МТЗ і МВП за літературними даними; 8 — межі сейсмічних районів [Свидлова, Пасынков, 2013] (1 — Севастопольський, 2 — Ялтинсько-Алуштинський, 3 — Судаксько-Феодосійський, 4 — Керченський, 5 — Степовий Крим, 6 — Азово-Кубанський); 9 — родовища нафти, газу, газоконденсату. Тектонічні структури 1-го порядку (цифри у кружках): I — складчасті споруди Гірського Криму, II — Скіфська плита; регіональні тектонічні структури: Азп — Альминська западина; Тв — Тарханкутський вал; Бв — Балашовський виступ; ПнКз — Північнокерченська зона; ПдКз — Південнокерченська зона; прогини: КТпр — Керченсько-Таманський; ІКпр — Індоло-Кубанський; КПнКпр — Каркінітсько-Північнокримський; підняття: Нп — Новоселівське; Сп — Сімферопольське; НЦп — Новоцарицинське; Са — Середньоазовський; грабени: Дг — Донузлавський; Кг — Калинівський; Сг — Сиваський.

Fig. 1. Generalization of materials of MTS and MVP of the Crimean region on the scheme of tectonic structure of Ukraine: 1 — border of different ages of the Eastern European and Scythian plates; 2 — fault structures of the first order (letters in circles: a — the fault separating the Mountain Crimea and the Scythian plate; b — Pravdynska); 3 — fault structures of the second order (numbers in the circle: 1 — Evpatoria-Skadovskiy; 2 — Salgir-Oktyabrskiy; 3 — Chongarskiy; 4 — Melitopol-Novotsaritsynskiy; 5 — Corsair-Feodosia; 6 — Gornostaevskiy; 7 — Kerch-Chkalovskiy; 8 — Donuzlavskiy; 9 — Novotitarivskiy 10 — Nikolaevskiy); 4 — local uplifts; 5 — isolines of the total longitudinal conductivity of sediments (S_{sed}); 6 — points of MTS and MVP on the line of profiles: Chernomorskiy, Krasnopolyanskiy, Kerch-1, 2, 3, Evpatoria, Sakskiy, Dzhanikoyskiy, Feodosiyskiy; 7 — points of MTS and MVP according to literature data; 8 — Boundaries of seismic areas (1 — Sevastopol, 2 — Yalta-Alushta, 3 — Sudak-Feodosia, 4

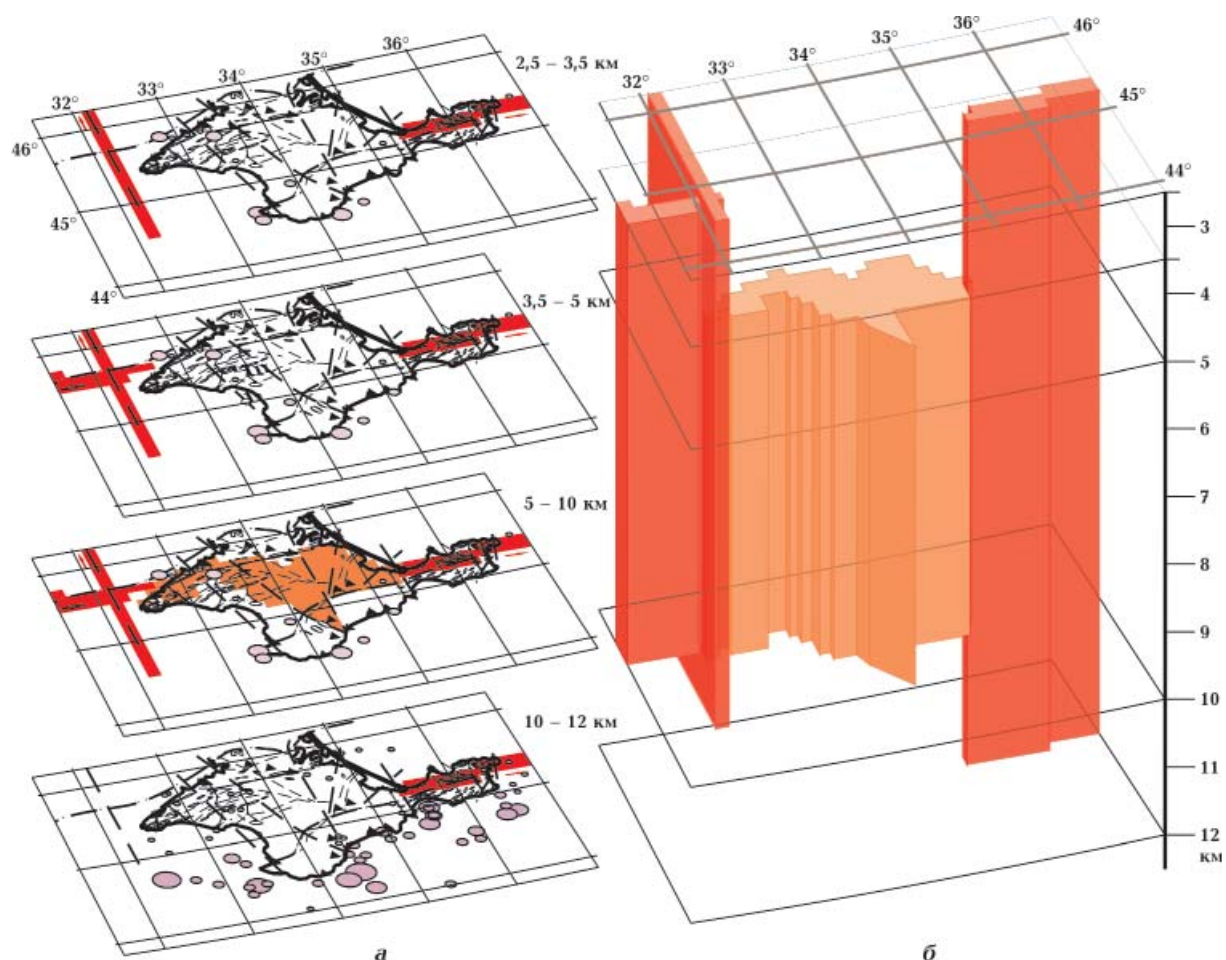
— Kerch, 5 — Steppe Crimea, 6 — Azov-Kuban); 9 — oil, gas and gas condensate fields. *Tectonic structures of the first order:* I — folded structures of the Mountain Crimea, II — Scythian plate; *Regional tectonic structures:* Азп — Alminska depression; Тв — Tarkhankut shaft; Бв — Balashovsky ledge; ПнКз — Pivnichnokerchenska zone; ПдКз — Pivdennokerchenska zone. *Deflections:* КТпр — Kerchensko-Tamansky; ІКпр — Indo-Cuban; КПнКпр — Karkinitisko-Pivnichnokrymsky. *Lifting:* Нп — Novoselivske; Сп — Simferopol; НЦп — Novotsaritsynske; Са — Serednoazovsky; *Grabeny:* Дг — Donuzlavsky; Кр — Kalinovsky; Сг — Sivasky.

днорідного розподілу сумарної позовжньої провідності приповерхневого шару (S_{oc}), яка здебільшого відповідає потужності осадових відкладів та корелює з основними структурними геологічними одиницями. У Причорноморській западині значення S_{oc} сягає 1000 См. У Криму на східній частині спостерігаються максимальні значення $S_{oc}=3000$ См, у Степовому Криму — 500, а в Гірському Криму — до 200 См. В акваторії Азовського та Чорного морів S_{oc} прийнята від 1000 до 10000 См (рис. 1).

При моделюванні були прийняті значення розподілу питомого опору (ρ) «нормального» розрізу кімерид Криму [Бурьянов и

др., 1985], що включають дані стосовно електропровідної «астеносфери». На фоні цього розрізу побудовано різні варіанти геоелектричної моделі земної кори досліджуваного регіону: $\rho_1=1000$ Ом·м, $h_1=110$ км; $\rho_2=40$ Ом·м, $h_2=30$ км; $\rho_3=600$ Ом·м, $h_3=60$ км; $\rho_4=250$ Ом·м, $h_4=50$ км; $\rho_5=100$ Ом·м, $h_5=70$ км; $\rho_6=50$ Ом·м, $h_6=80$ км; $\rho_7=20$ Ом·м, $h_7=100$ км; $\rho_8=10$ Ом·м, $h_8=100$ км; $\rho_9=5$ Ом·м, $h_9=160$ км; $\rho_{10}=1$ Ом·м, $h_{10}=200$ км (h_i та ρ_i — відповідно потужність і питомий електричний опір шарів).

Методика 3D моделювання глибинних аномалій високої електропровідності насамперед потребує підбору МВП параме-



трів, а потім уточнення отриманої моделі за даними МТЗ. Це відповідає тому, що спочатку досліджуємо моду електромагнітного процесу, яка формується за результатом індукції у провідниках та пов'язана з концентрацією струмів у аномальних зонах низького опору ρ . Аномальні поля

геомагнітних варіацій суттєво залежать і від розподілу ρ вмісного середовища, отже, від електропровідності на великих глибинах. Індукційна мода принципово відрізняється від гальванічної тим, що вона мало реагує на зміни ρ порід з високим опором. Прийняте значення цього параметра до

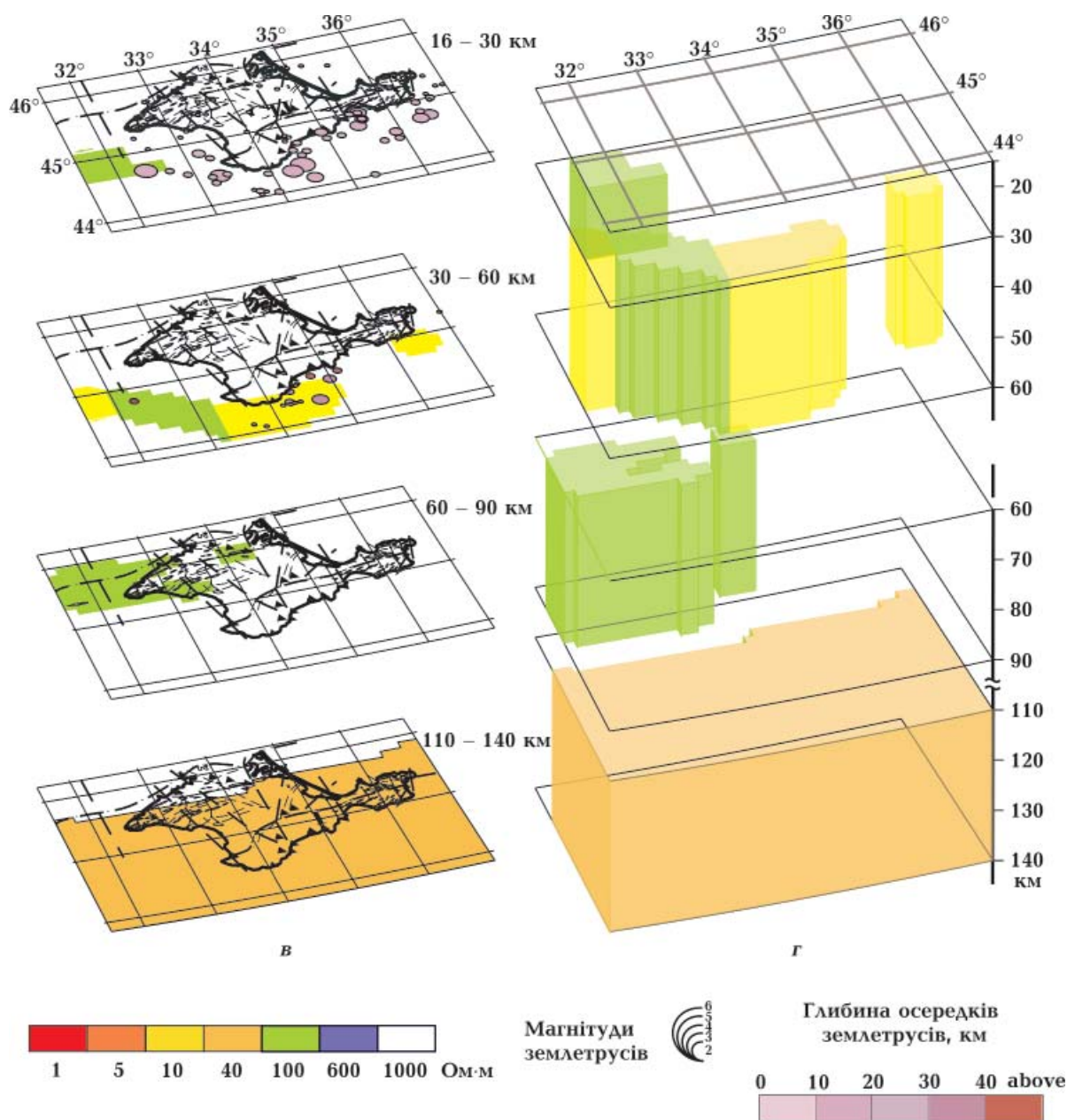


Рис. 2. Розподіл питомого електричного опору за результатами 3D моделювання Кримського регіону. Пошаровий та об'ємний розподіли аномалій електропровідності в земній корі та верхній мантії на різних глибинах: а, б — 2,5—12 км; в, г — 16—140 км. Умовні позначення див. на рис. 1.

Fig. 2. Distribution of electrical resistivity based on the results of 3D modeling of the Crimean region. Layered and volumetric distribution of electrical conductivity anomalies in the earth's crust and upper mantle at depths а, б — 2,5—12 km; в, г — 16—140 km. Legend See Fig. 1.

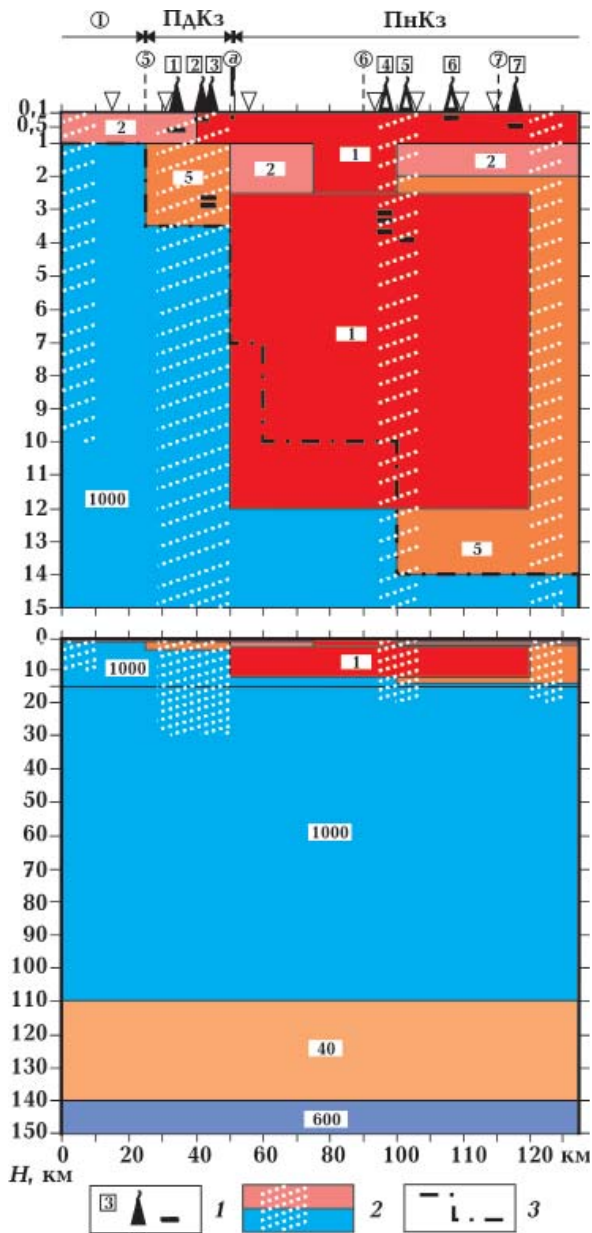


Рис. 3. Вертикальний зріз 3D моделі розподілу питомого опору Кримського регіону вздовж профілю Феодосія—Керч: 1 — інтервали нафтогазоносних горизонтів родовищ; (цифри в прямокутниках: 1 — Владиславівське, 2 — Мошкарівське, 3 — Куйбишевське, 4 — Олексіївське, 5 — Правдинське, 6 — Войківське, 7 — Борзівське); 2 — інтервал глибин залягання осередків землетрусів; 3 — межа консолідованого фундаменту. Інші умовні позначення див. на рис. 1.
Fig. 3. Vertical section of a 3D model of the resistivity distribution of the Crimean region along the profile of Feodosia—Kerch: 1 — intervals of oil and gas horizons of fields; (numbers in rectangles: 1 — Vladislavivske, 2 — Moshkarivske, 3 — Kuybysivske, 4 — Oleksiyivske, 5 — Pravdysne, 6 — Voykivske, 7 — Borzivske); 2 — interval of depths, occurrence of earthquake foci; 3 — the boundary of the consolidated foundation. Legend See Fig. 1.

глибини 110 км дорівнює 1000 Ом·м; його розглядаємо як значення, що умовно характеризує ізолятор.

Було розраховано велику кількість моделей з різними варіантами як просторових параметрів аномальних структур, так і значень ρ у земній корі та мантії [Кушнір, 2019]. Відповідність експериментальних і розрахованих значень позірного опору ($\rho_{\text{п}}$) для більшості точок спостереження має довірчий інтервал 10 %, тобто досягнуто високий рівень наближення (у 60 пунктах із 67). Для решти пунктів підбір кривих був істотно складнішим, і значення $\rho_{\text{п}}$ для них можуть відхилитися до 27 %. Таким чином, результати моделі за індукційними параметрами були уточнені і деталізовані моделюванням кривих МТЗ, кінцева тривимірна глибинна геоелектрична модель Кримського регіону показана на рис. 2.

3D геоелектричну модель Криму, що охоплює різноманітні тектонічні елементи, у першому наближенні можна зобразити у такому вигляді. Електропровідні утворення на поверхні Землі — осадові відклади, морська вода — розташовуються на фоні загального високого опору $\rho=1000$ Ом·м, характерного для консолідованої кори і верхньої мантії, які включають цілу систему різноорієнтованих аномалій з неоднорідним розподілом ρ від 1 до 100 Ом·м на різних глибинах — від 2,5 до 100 км. Можна уявити три глибинні інтервали (H): H_1 — від 2,5—5 до 10—12 км, H_2 — від 16—30 до 30—60 км; H_3 — 60—90 км, які залягають над неоднорідною астеносферою на глибинах від 110 до 140 км.

Нижче описано розподіл аномальних неоднорідностей за просторовою орієнтацією.

По-перше, єдина субмеридіонально витягнута майже на 180 км за ширини 10 км приповерхнева (глибина від 2,5 до 10 км в інтервалі H_1) високопровідна ($\rho=1$ Ом·м) структура, яка отримана за даними МВП, розташована на заході від Кримського півострова під акваторією Чорного моря. Вона перетинає різновікові тектонічні регіони СЄП та СП і може бути приурочена до глибинного Миколаївського розлому

(рис. 2, а, б). Цей розлом проявляється в градієнтній зоні додатного знака, яка має меридіональне простягання та значення поля $+(6...12)$ і $+(26...32)$ мГал (відповідно західна та східна його частини) у гравітаційному полі в редукції Буге (масштаб 1:200 000). Крім того, спостерігається ланцюг локальних позитивних аномалій магнітного поля субмеридіонального простягання на схилі Українського щита та Причорноморської западини. При цьому багато дослідників, наприклад [Самсонов и др., 2002 та ін.], виділяють субмеридіональний Миколаївський розлом, що продовжується з давньої платформи в межі шельфу.

По-друге, субширотно спрямовані аномалії можна поділити на дві окремі зони: Центральнокримську (рис. 2, а, б) та Південнокримську (рис. 2, в, г), які гальванічно пов'язані з електропровідними структурами Добрудзького регіону [Старостенко и др., 2013].

Центральнокримська аномалія виявлена на інтервалах H_1 та H_3 за спільними даними МВП та ГМТЗ і складається з кількох неоднорідностей, які просторово відповідають різним частинам тектонічних одиниць. Так, аналізуючи модель із заходу на схід, можна поділити аномалію в земній корі (у інтервалі H_1) на три частини (зони).

Частина I простягається під північно-західною акваторією Чорного моря (рис. 2, а, зрізи на глибинах 3,5—10 км), а саме від сходу Переддобрудзького прогину (продовження Болградського розлому) [Старостенко и др., 2013] уздовж Каркінітсько-Північнокримського прогину (КПнКпр) до північної частини Тарханкутського півострова.

Частина II простежується від північної частини Тарханкутського півострова через схід Центральнокримського підняття та захід Індоло-Кубанського прогину до північного заходу Керченського півострова, а саме до Корсарсько-Феодосійського розлому (рис. 2, а, зріз на глибинах 5—10 км). З північного заходу аномалія обмежена межею ССП, а на півночі — Сиваським грабенем та Балашовським виступом. Найбільша частина західної межі має орієнтацію північний захід — південний схід і проходить поміж Євпаторійсько-Скадовським та Салгирсько-Октябрським розломами до перетину з розломом субширотноного напрямку, що розділяє Гірський Крим і СП та є південною межею останньої. Специфічним відгалуженням аномалії є територія на півдні, що виклинується від згаданої вище межі та розташована поміж Євпаторійсько-Скадовським та Салгирсько-Октябрським розломами.

Частина III простягається на схід від Корсарсько-Феодосійського розлому вздовж південної частини Індоло-Кубанського прогину, а саме у так званій ПнКз, з можливим продовженням на Таманському півострові (рис. 2, а, зрізи на глибинах 2,5—12 км).

У зоні Болградського розлому аномалія характеризувалась $\rho=2$ Ом·м, H — від 1 до 10 км, ширина (d) близько 10 км; геоелектричні параметри частини I: $\rho=1$ Ом·м, H — від 2,5 до 10 км, d — від 30 до 10 км. З наближенням до Тарханкутського півострова аномалія звужується від 30 до 10 км. Далі спостерігається доволі складний просторовий перехід (рис. 2, б) до частини II, який супроводжується поглибленням верхньої кромки до 5 км (з локальним підняттям до 3,5 км на схід від Чонгарського розлому за даними пр. Джанкойський), зміною ρ до 5 Ом·м та варіюванням d від 10 (на сході та заході) до 90 км (у центральній частині (II)). Крім того, існує ділянка вздовж пр. Краснополянський, де ця аномалія за глибиною має неоднорідну структуру за ρ , а саме передбачається локальна зона з просторовими розмірами 20 км×10 км в інтервалі глибин від 7 до 9 км з $\rho = 1000$ Ом·м.

Під найсхіднішою частиною (III) аномалії параметри моделі мають такі особливості: $\rho=1$ Ом·м, H — від 2,5 до 12 км, середня ширина d — до 20 км.

Таке варіювання глибини верхньої кромки аномалії електропровідності збігається з межами ймовірних розривних зон Центральнокримського підняття вздовж профілю DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015].

Слід підкреслити, що як і за результатами квазі-3D півного моделювання [Ви-

rakhovich et al., 2001], так і за побудованою 3D моделлю отримано локальну зміну загального напрямку захід—схід на напрямок північний захід в частині (II) аномалії, де її відгалуження частково трасується уздовж вузького грабеноподібного опускання підосви кори. На профілі ГСЗ на цій ділянці простежується Чонгарський глибинний розлом такого самого простягання. Найпівденніша частина відгалуження розташовується в зоні згущення епіцентрів землетрусів Ялтинсько-Алуштинського району.

Сам перехід між зонами (II) та (III), що просторово приурочений до Корсацько-Феодосійського розлому (рис. 2, б), є складним в геоелектричному сенсі. Так, площа перерізу ($H \times d$) в зоні (II) становить 40 км×5 км, у зоні (III) це співвідношення змінюється — 20 км × ~10 км, тобто спостерігається, з одного боку, звуження за шириною, з іншого — збільшення за інтервалом глибини перерізу струмопровідних структур, що є суттєвим при перерозподілі індукованих струмів. Додатковий вплив спричиняє підняття верхньої кромки з глибини 5 км на глибину 2,5 км, збільшення електропровідності усередині провідника майже в 5 разів, суттєва відмінність значень S_{oc} поблизу Корсацько-Феодосійського розлому від 750—2000 до 3000—5000 См. За результатами томографічного моделювання перших вступів P - і S -хвиль [Гобаренко и др., 2014] між містами Судак і Феодосія виділено субмеридіональну зону низьких швидкостей, яку інтерпретовано як ослаблену ділянку в корі, пов'язану з Корсацько-Феодосійським розломом.

Зона (III) географічно збігається з положенням грязьових вулканів Керченсько-Таманського регіону, можливо контрольованими тектонічними порушеннями, коренева система яких залягає на глибині 5—7 км [Юровский, 1997], та морськими землетрусами Судацько-Феодосійського району вздовж Корсацько-Феодосійського розлому.

Нижній інтервал H_3 Центральнокримської аномалії гальванічно відокремлено від приповерхневого інтервалу H_1 та складається з двох ізольованих аномалій

електропровідності складної конфігурації (рис. 2, в, зріз на глибинах 60—90 км). Перша аномалія, відома як Тарханкутська [Кулик, Бурахович, 1984; Burakhovich et al., 2001], частково розташована під акваторією Чорного моря, а її продовження на Тарханкутському півострові розгалужується на дві гілки по різні боки від розлому поміж КПнКпр та Донузлавським грабеном, та має хвилясту східну межу, що проходить по системі Тарханкутського валу та Новоселівського підняття. Аномалія проявляється на глибині від 60 до 90 км, $\rho=100$ Ом·м; її загальні просторові розміри 160 км×60 км. По лінії профілю DOBRE-5 також виявлено субгоризонтальне відбиття у верхній мантії на глибині ~60 км, що приблизно на 25 км нижче від поверхні Мохо [Starostenko et al., 2015]. Уздовж профілю V ГСЗ, що перетинає Тарханкутський півострів, на глибині 80 км зареєстровано аномальне зниження швидкості поширення поздовжніх хвиль.

Другу аномалію виявлено у Сиваському грабені західніше Чонгарського розлому. Її просторові розміри 30 км×40 км (рис. 2, в, г). Ця аномалія на різних інтервалах H_1 та H_3 просторово майже не перетинається, на відміну від Тарханкутської.

Відомо, що електропровідність порід сильно збільшується або зменшується за відносно малої зміни температури в інтервалі від 1000 до 1300° С. Цим можна пояснити аномалії електропровідності мантії, які спостерігаються в зонах, в яких не було знайдено значних аномалій сили тяжіння і сейсмічних швидкостей.

Підвищені значення теплових потоків характерні для всієї СП (50—80 мВт/м²), але поле тут неоднорідне та набуває широтну зональність [Кутас, 2010]. Вищими значеннями виділяються КПнКпр, Азовський і Канівський вали, Ставропольське склепіння та ін.

Південнокримську аномалію виявлено виключно за даними МВП у пунктах, які розташовані вздовж берегової лінії Кримського півострова. Характерний напрямок реальної складової комплексного індукційного типеру (ReW) у бік материка та його величина (максимум 0,5—0,7) відобража-

ють сильний береговий ефект у бухтоподібних геомагнітних варіаціях. Відмінність спостережених і розрахованих ReW для моделі тільки неоднорідної S_{oc} досягає для різних періодів (T) значень: 0,05—0,15 — Каркінітська затока; 0,22—0,45 — Тарханкутський півострів; 0,05—0,3 — південний берег Криму; 0,25—0,35 — східна частина Криму. Просторовий розподіл типерів, високий ступінь їх мінливості за величиною і напрямком вказують на те, що джерелом аномальної поведінки електромагнітного поля можуть бути індукційні струми, що течуть у зонах високої електропровідності, які залягають у межах тектоносфери шельфу Чорного моря.

Південнокримська аномалія складається з кількох неоднорідностей на інтервалі глибин H_2 . Західна є продовженням на схід аномалії Добрудзького регіону та північно-західного шельфу Чорного моря між двома глибинними розломами: Кілійським та Печенєга-Камена, осьова частина аномалії відповідає Сулинській зоні розломів [Кушнир, Ширков, 2013]. Вона є потужною субширотною аномалією на межі кора—верхня мантія з диференційованим розподілом ρ як за латераллю, так і за вертикаллю. Глибинна частина H_2 знаходиться між 30 та 60 км з ρ від 10 до 100 Ом·м. Після перетину із заходу на схід Миколаївського субмеридіонального глибинного розлому вона змінює напрямок на південний схід, оконтурюючи Кримський півострів. Її північна межа може відповідати положенню Західнокримського розлому. В західній частині аномалії в акваторії Чорного моря можливе локальне (150×50 км) підняття на глибинах від 16 до 30 км з $\rho=100$ Ом·м, яке просторово приурочене до зони зміни її напрямку. Підкреслимо, що зростання електропровідності в районі південного берегу Криму пов'язане саме з цією аномалією, східна межа якої знаходиться на меридіані, що проходить в районі м. Судак.

За особливостями будови кристалічної кори і поділу Мохо швидкісної моделі профілю Севастополь—Керч за результатами нової інтерпретації матеріалів ГСЗ і локальної сейсмотомографії [Yegorova et

al., 2018] виділено два основні сегменти із зоною поділу в районі м. Судак. Кора західної ділянки, яка відповідає Гірському Криму, в цілому більш високошвидкісна, на глибині 23—33 км тут виділені відбивні майданчики, тоді як у східній частині таких відображень не виявлено. В структурі Мохо у західному сегменті зафіксовано два поділи — верхній (M_1 ; 43 км) і нижній (M_2 ; 52—56 км), у східному сегменті такої закономірності не виявлено (40—48 км).

Південніше у прикримському секторі Чорного моря (північна частина підняття Андрусова, Фороський виступ Гірського Криму, підняття Тетяєва, борт прогину Сорокіна) [Кутас, 2010] інтенсивні аномалії теплових потоків узгоджуються з перетином декількох систем розломів і утворенням локальних осередків розтягання. На рівні поверхні верхньої мантії виділяється аномалія високих теплових потоків (40—44 мВт/м²), характерних для структур пізнього мезозойського—кайнозойського етапу активного розвитку.

В акваторії Чорного моря та на незначній ділянці південного сходу Керченського півострова (між Південнокерченським та Правдінським розломами першого рангу) виявлено аномалію ізометричної форми на глибинах 30—60 км ($\rho=10$ Ом·м). Тут за комплексним геолого-геофізичним аналізом профілю DOBRE fraction'99/DOBRE-2 виділено Кримсько-Кавказьську інверсійну зону на глибині 30 км, яка характеризується наявністю коромантійної суміші, джерелами теплових аномалій та надглибинними флюїдами [Пашкевич и др., 2018]. Природу Кримсько-Кавказьської інверсійної зони пояснюють розвитком різновікових Південнокримської та Мезозойської шовних зон і впливом глибинних розломів на поверхневу тектоніку. Така точка зору пояснює генезис аномалії електропровідності.

Нині існує велика кількість уявлень про положення зони зчленування між СЄП та СП, що лежить у смугі субширотного простягання завширшки понад 150 км, найбільш сучасний огляд яких наведено у публікації [Фарфуляк, 2016]. До цієї зони тяжіє

Причорноморський прогин. В його межах виділяють три структурні елементи: північний борт, що залягає на докембрійському фундаменті СЄП, південний борт — на молодому складчасто-метаморфізованому герцинсько-кімерійському фундаменті СП й осьова частина грабенів у зоні зчленування різновікових платформ. Тому під час геоелектричного моделювання приділяли увагу розташуванню північної межі СП, яка мала виявитися у вигляді субвертикального контакту різних нормальних розрізів ($\rho=1000$ Ом·м для СЄП; $\rho=40$ Ом·м для СП) на астеносферних глибинах 110—140 км. Значні горизонтальні неоднорідності верхніх шарів до глибини 110 км, а саме S_{oc} аномалій електропровідності в земній корі та верхах верхньої мантії, можуть сильно спотворювати електричне поле, отже, і тензор імпедансу та позірний опір. Спотворення кривих МТЗ охоплюють увесь діапазон низьких частот, навіть приповерхневі неоднорідності впливають на величину позірного опору на найнижчих частотах. Вони здатні руйнувати інформацію про глибинну електропровідність. Крім того, слабка розподільна здатність МТЗ при оцінюванні параметрів шару у верхній мантії інтервалу глибин 110—140 км, імовірно, зумовлена порівняно малою його потужністю щодо вищезалягаючої товщі. Так, внесок у розраховані значення питомого опору залежно від електропровідності вищезалягаючих аномалій для $T=10\,000$ с, де він максимально проявляється, становить від 1 до 16 %. Зрозуміло, що максимальний вплив астеносфери СП спостерігається у зонах планшета моделювання, які характеризуються наявністю тільки мінімальних S_{oc} — до 100 См, і становить 3—16 %. Зі збільшенням сумарної електропровідності, наприклад, $S_{oc}=2000$ См, внесок сягає 2—8 %, тоді як при $S_{oc}=500$ См аномалій кори $S=1000$ См та верхньої мантії $S=4000$ См — 1—6 %. Було розглянуто декілька варіантів, але остаточний варіант за існуючими на цей час експериментальними електромагнітними спостереженнями вибрати складно. Відкинувши альтернативні моделі, передбачаємо, що межа знаходиться в осьовій

частині грабенів у зоні зчленування різновікових платформ.

Сама зона зчленування за результатами геоелектричної моделі є складною як у просторі, так і за глибиною неоднорідною областю, якій відповідають різноманітні за розмірами та формою аномалії електропровідності. Слід підкреслити, що спостерігається загальне поглиблення на південь верхньої кромки субширотних ланцюгів аномалій електропровідності: від 2,5—5 км (Центральнокримської) до 16—30 км (Південнокримської) у земній корі та від 60 до 110 км — у верхній частині мантії. Сейсмоструктурна модель профілю 25 до глибини 25 км також характеризується нахилом ізолій швидкостей пружних хвиль у південному напрямку, що узгоджується з нахилом шарів земної кори в моделі DOBRE-5 на тих самих глибинах і підтверджує існування похилої сейсмічної межі [Баранова и др., 2008; Козленко и др., 2009].

Прояви сейсмічності в геоелектрично-неоднорідних зонах Кримського регіону. Вогнища найсильніших землетрусів Криму знаходяться в межах земної кори на глибинах від перших кілометрів до 50 км, їх інтенсивність не перевищує 5—7 балів [Пустовитенко и др., 2006; www.isc.ac.uk]. Основна сейсмічність Кримсько-Чорноморського регіону пов'язана із сейсмогенною зоною, що тягнеться уздовж континентального схилу Чорного моря 50-кілометровою смугою і частково захоплює шельф і південний берег Криму. Зона виражена 3,5-кілометровим перепадом рельєфу від гірських вершин до абісали Чорного моря і майже 15-кілометровим перепадом тектонічного рельєфу по відкладах крейди—кайнозою.

У Севастопольському районі (див. рис. 1, 2) зареєстровано землетруси з $M=2-5$. Епіцентри більшості сейсмічних подій знаходяться на відстані 80—150 км від берегової лінії за середньої глибини до 30 км. Район характеризується великими розломи — Євпаторійсько-Скадовським та Західнокримським (продовженням на шельфі Миколаївського розлому), з останнім пов'язана більшість сейсмічних подій.

На материк у північно-східній частині району зафіксовано два землетруси з $M < 3$, які приурочені до Салгирсько-Октябрського розлому та контакту СП і Гірського Криму. В геоелектричному сенсі ці тектонічні структури не є зонами суцільної високої електропровідності. За результатами 3D моделі саме в зонах контактів аномалій з різними параметрами як за глибиною (перепад верхньої кромки з 16 до 30 км), так і за ρ (становить майже порядок), що просторово відповідають розміщенню згаданих розломів, зареєстровано землетруси.

Найбільша кількість землетрусів тяжіє до Ялтинсько-Алуштинського району. Тут реалізувались землетруси з $M = 2 - 6,8$ (з урахуванням історичних землетрусів) та глибиною від 5 до 40 км, епіцентри більшості з них знаходяться в морі. Вогнища чотирьох землетрусів проявилися на суші в 15—20 км на північ від берегової лінії та приурочені до Чонгарського розлому. В геоелектричному аспекті район характеризується складним (рис. 1, 2) просторовим розподілом токових систем: першої — на півдні субмеридіонального відгалуження збіжних Ялтинсько-Алуштинського та Судацько-Феодосійського розломів; другої — на сході субширотного прикримського сектору Чорного моря, тобто зона просторового контакту різноорієнтованих і розташованих на різних глибинах (5—10 і 30—60 км) токових структур із незначною відмінністю за ρ (5 і 10 Ом·м) різняться за величиною S майже на 2000 См. Такий розподіл електропровідності підтверджує погляди на реалізацію сейсмічних подій саме за межами аномалій, над ними та поміж ними.

Судацько-Феодосійський район характеризується як морськими, так і материковими землетрусами (рис. 1, 2). Землетруси материкової частини реалізуються південніше глибинного розлому, що розділяє Гірський Крим і СП, за витягнутими ланцюжками епіцентрів уздовж західної та східної меж Корсарсько-Феодосійського розлому. Останній за результатами 3D моделювання є складною контактною зоною з різними параметрами, яку також можна

поділити на північну та південну частини стосовно субширотного глибинного розлому. На півночі Корсарсько-Феодосійський розлом приурочений до контактної зони аномальної електропровідності з параметрами (рис. 2): на заході — на глибинах від 5 до 10 км, $\rho = 5$ Ом·м, тоді як на сході — на глибинах від 2,5 до 12 км $\rho = 1$ Ом·м, але вона майже не проявляється у сейсмічній активності. На півдні цей розлом зафіксовано як контактну зону з ρ 1000 та 5 Ом·м, що утворює уступи з перепадом до 3,5 км, вогнища землетрусів реалізуються саме в земній корі з високим опором (рис. 2, 3).

Епіцентри землетрусів із заходу залягають на глибинах до 10 км з $M < 3$, а зі сходу з материкової частини продовжуються у море на глибину понад 30 км. $M = 2 - 4,5$ на глибинах 20—30 км. Слід зазначити, що за даними 3D моделі тут відсутня будь-яка аномалія у прибережній частині Чорного моря. Водночас за даними квазі-3D плівкової моделі [Burakhovich et al., 2001] виділено зону високої електропровідності на глибинах 2 і 5 км із сумарною поздовжньою провідністю 2 500 і 5 000 См відповідно. У межах Судацько-Феодосійського району зареєстровано епіцентр, що знаходиться у море на відстані понад 100 км з глибиною 30 км.

Досить низьким рівнем сейсмічної активності характеризується Керченський район (рис. 1, 2), тут зареєстровано серію субмеридіонально витягнутих ланцюжків епіцентрів з $M = 2 - 4$ та глибиною залягання 5—30 км. Землетруси цього району переважно приурочені до Правдинського, Горностаївського та Керченсько-Чкаловського розломів. За результатами 3D моделі район характеризується двома різноплановими аномаліями електропровідності: субширотно приповерхневою (2,5—12 км) структурою в межах ПнКз та глибинною (30—60 км) майже ізометричної форми на південному сході Керченського півострова поміж Південнокерченським і Правдинським розломами.

Проаналізуємо вертикальний зріз моделі за профілем Феодосія—Керчь (рис. 3), який перетинає із південного заходу (пункт

YUZ пр. Феодосійський) на північний схід (пункт YIR пр. Керчь-3) різні тектонічні структури Судацько-Феодосійського та Керченського сейсмічних районів з прив'язкою до пунктів експериментального МТ/МВ спостереження. Відповідно до зміни тектонічних структур модель осадової товщі характеризується з поверхні до глибини фундаменту (в зоні складчастої споруди Гірського Криму — до 1 км, ПдКз — 3,5 км, ПнКз — 7—14 км) на фоні $\rho=1000$ Ом·м, що відповідає нормальному розрізу, низькими $\rho=1...5$ Ом·м. Проекція на земну поверхню субвертикальних контактів різних опорів осадових шарів збігається із зонами глибинних розломів, таких як Корсарсько-Феодосійський, Горностаївський, Керченсько-Чкаловський та першого рангу, що розділяє Гірський Крим і СП.

Аномалія електропровідності (на глибинах від 2,5 до 12 км, $\rho=1$ Ом·м), на відміну від інших аномалій Кримського регіону, виявлена саме в осадовій товщі ПнКз та на межі з консолидованим фундаментом, покрівля якого поглиблюється з 7 до 14 км між розломом, що розділяє Гірський Крим і СП, та Горностаївським розломом (рис. 3). Саме в районі Горностаївського глибинного розлому реалізацію сейсмічних подій можна пояснити наявністю контрастних опорів як з поверхні від 1 до 5 Ом·м, так і на глибині 1—5 та 1000 Ом·м, які утворюють перепади за потужністю до 2 км. Такі різкі зміни електричних параметрів мають тривимірний характер, і це виправдовує появу деформаційно-напруженого стану в зовнішньому середовищі. В Азово-Кубанському районі (див. рис. 1, 2 а, в) зафіксовано найменшу кількість землетрусів, глибина залягання епіцентрів дорівнює 10—20 км. Найбільший землетрус з $M=3,5$ приурочений до Горностаївського розлому, його джерело розташовано на північ від субширотної аномалії електропровідності ПнКз. Аналогічну сейсмогеоелектричну ситуацію можна очікувати на схід від Керченсько-Чкаловського розлому, де вогнища землетрусів просторово концентруються по різні боки від меж зони високої електропровідності.

Як правило, природу таких аномалій пояснюють значною роздробленістю та розглядають як зону з можливим находженням глибинних флюїдів. На жаль, під потужним високопровідним поверхневим шаром, S якого подекуди більша за 3000 См і який ускладнений аномалією, важко виявити параметри неоднорідностей на більш глибинних рівнях. Уздовж профілю шар геоелектричної астеносфери (від 110 до 140 км з $\rho=40$ Ом·м) є однорідним.

У районі Степового Криму (див. рис. 1, 2) зареєстровано велику кількість землетрусів з $M=2-3,5$, вогнища яких залягають на глибинах 5—25 км. Район вирізняється різноманітними геоелектричними неоднорідностями як у земній корі (3,5—5—10 км), так і у верхній мантії (60—100 км). Епіцентри землетрусів розташовані саме на межах аномалій складної конфігурації, тобто в зонах різкої зміни орієнтації телуричних токів, по їх різні боки, які переважно приурочені до розломів чи меж різних тектонічних структур: наприклад, Євпаторійсько-Скадовським та Салгирсько-Октябрським розломами на сході КПнКпр, у Сиваському грабені та між Чонгарським і Мелітопольсько-Новоцарицинським розломами.

Геоелектричний вертикальний зріз 3D моделі вздовж пр. Краснополянський (рис. 4), який перетинає різні тектонічні структури, характеризується низькими $\rho=2\div5$ Ом·м з поверхні до глибини підосви осадових відкладів (у Донузлавському грабені, Тарханкутському валі та прибортових зонах КПнКпр — 3,5 км, в осьовій частині — 5 км) на фоні $\rho=1000$ Ом·м, що відповідає нормальному розрізу. Гальванічно пов'язану з осадовими відкладами аномалію електропровідності виявлено у верхній частині консолидованої земної кори на глибинах від 5 до 10 км, проекція якої на поверхню збігається переважно з КПнКпр. Підкреслимо, що за ρ вона є неоднорідною і всередині міститься осередок високого опору $\rho=1000$ Ом·м, який з усіх боків оточений речовиною з $\rho=5$ Ом·м. Інакше кажучи, на цих глибинах спостерігається просторова перемешованість ділянок за-

в інтервалі глибин 60—90 км неоднорідна астеносфера, високопровідна з $\rho=100$ Ом·м (східна частина північної гілки Тарханкутської аномалії та локальна структура на заході від Чонгарського розлому під Сиваському грабені), перемежується з шарами нормального опорю 1000 Ом·м. На

гальними розмірами 10—20 км високого та низького опорю, що можна розглядати як канали для вертикального проникнення глибинної речовини. Нижче земна кора верхи верхньої мантії характеризуються суцільним перешаруванням речовини: 10—60 км — консолідована зона з нормальним опорю 1000 Ом·м; 60—90 км — високопровідна астеносфера з $\rho=100$ Ом·м, яка переривається локальним (ширина ~20 км) ізолятором $\rho=1000$ Ом·м під областю, що оточує Тарханкутський вал; 90—110 км — друга консолідована зона з нормальним опорю 1000 Ом·м; 110—140 км — шар, з якого глибше починаються відмінності у нормальних розрізах СП та ССП, представлений $\rho=40$ Ом·м під СП та $\rho=1000$ Ом·м під ССП. Межа між СП та ССП проходить на профілі по осьовій частині КПнКпр.

При детальному аналізі зрізу геоелектричної моделі (рис. 4) сейсмічні події просторово концентруються у двох областях (у північній частині профілю та його продовженні на північ в акваторію Чорного моря), які збігаються з проєкціями на поверхню електропровідних вертикальних зон у земній корі. Вогнища землетрусів розташовані над північною гілкою Тарханкутської аномалії та на півночі межі від границі ССП і СП, передбачуваною за електромагнітними даними. Як правило, осередки землетрусів сконцентровано в консолідованих блоках земної кори над, біля чи поміж зонами з високою електропровідністю. Можна припустити, що саме у шарі нижче за 10 км (для осередків на глибинах 10—30 км) та контактах зон з різним $\rho=5$ та 1000 Ом·м (для осередків на глибинах до 10 км) реалізуються сейсмічні події. Підкреслимо, що неоднорідності електропровідності шарів з різкою зміною $\rho=100, 1000, 100$ Ом·м на глибинах від 60 до 90 км у локальній зоні та шарів, що залягають нижче 110 км, а саме контакту з різним ρ (40 та 1000 Ом·м), який знаходиться під локальною зоною високого опорю, необхідно розглядати як джерело створення середовища напружено-деформаційного стану. Наявність електропровідних каналів у консолідованій земній корі, що

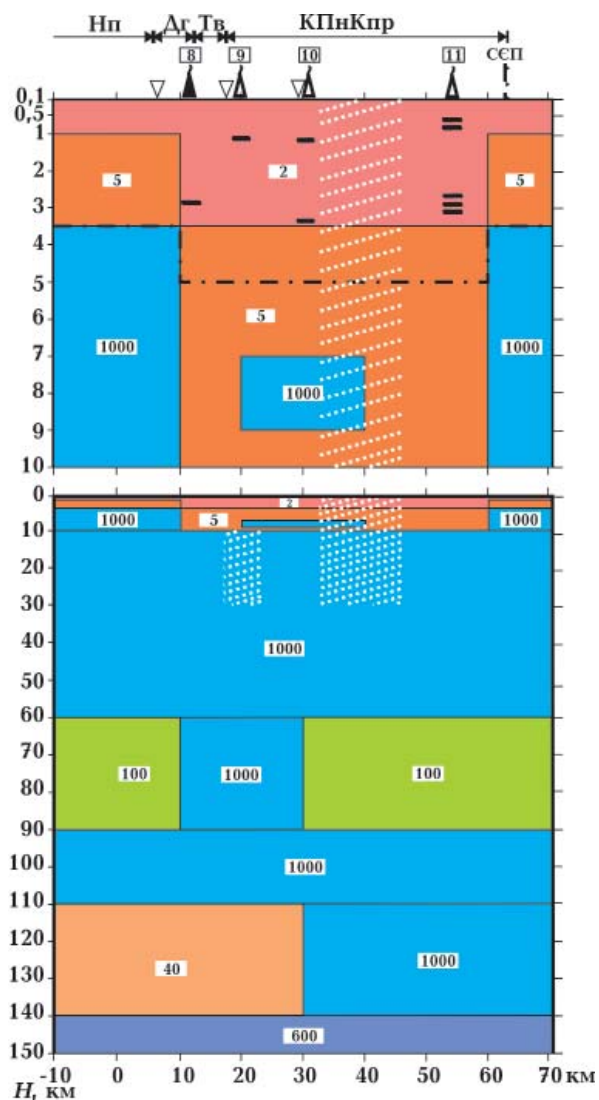


Рис. 4. Вертикальний зріз 3D моделі розподілу питомого опорю Кримського регіону вздовж пр. Краснополянський. Нафтогазові родовища (цифри в прямокутниках): 8 — Західнооктябрське, 9 — Краснополянське, 10 — Карлавське, 11 — Шмідтівське. Умовні позначення див. на рис. 1, 3.

Fig. 4. Vertical section of 3D models of the distribution of resistivity of the Krimsky region along the profile of Krasnopolyansky. Oil and gas fields (numbers in rectangles): 8 — Zakhidno-Oktyabr'ske, 9 — Krasnopolyans'ke, 10 — Karlav'ske, 11 — Shmidtiv'ske. Legend See Fig. 1, 3.

гальванічно пов'язані з добре провідними осадовими товщами, сприяють звільненню накопиченої сейсмічної енергії. Продовження на схід (більш ніж 40 км) і захід (до 60 км) геоелектричного вертикального зрізу 3D моделі вздовж пр. Джанкойський (рис. 5), який також перетинає різні тектонічні структури, характеризується хвилястою поверхнею до глибини залягання підосви осадових відкладів та низькими значеннями ρ останніх: на КПнКпр — 3,5—5 км та $\rho=2$ Ом·м, на південному борті Сиваського грабену — 3—3,5 км та $\rho=2$ —5 Ом·м, на Середньоазовському піднятті СП — до 2,5—3,5 км та $\rho=1$ ÷5 Ом·м. Нижче за цю поверхню до глибини 10 км виділено чотири перемежовані зони з різним опором: перша (по різні боки від Салгирсько-Октябрського розлому в межах КПнКпр) та третя (поміж Чонгарським та Мелітопольсько-Новоцарицинським розломами) з $\rho=5$ Ом·м є елементами суцільного провідника в земній корі. Верхня кромка першої зони піднімається з 5 до 3,5 км та утворює вертикальні канали, що гальванічно пов'язані з осадовими відкладами, по різні боки від локальної ділянки високого опору. Третя зона є прикладом вертикального електропровідного каналу з поверхні до глибини 10 км, який обмежений другою (субширотне локальне підняття в межах Сиваського грабену) та четвертою (частина Середньоазовського підняття) консолідованими зонами з нормальним опором 1000 Ом·м. Субвертикальні межі з різним опором просторово збігаються з глибинними розломами: Чонгарським та Мелітопольсько-Новоцарицинським. Підкреслимо, що на глибинах до 3,5 км ця зона звужується від 40 до 20 км, при цьому західний різноопірний контакт субвертикально піднімається до 1 км у східній частині Чонгарського розлому.

Аналогічно до вертикального зрізу 3D моделі вздовж пр. Краснополянський нижче земна кора та верхи верхньої мантії характеризуються суцільним перешаруванням однорідних шарів з консолідованим нормальним опором та неоднорідних, що містять аномалії електропровідності. Так,

глибинах 110—140 км межа між СП та СЄП проходить по Чонгарському розлому.

Вогнища землетрусів північного сходу сейсмічного району Степового Криму концентруються субмеридіонально вздовж двох ділянок. Перша простягається в межах 10-км зони на сході від Чонгарського розлому, друга — по різні боки від Мелітопольсько-Новоцарицинського розлому на глибинах до 20 км з $M < 3$. З геоелектричної точки зору, для осередків на глибині до 10 км можна передбачити, що

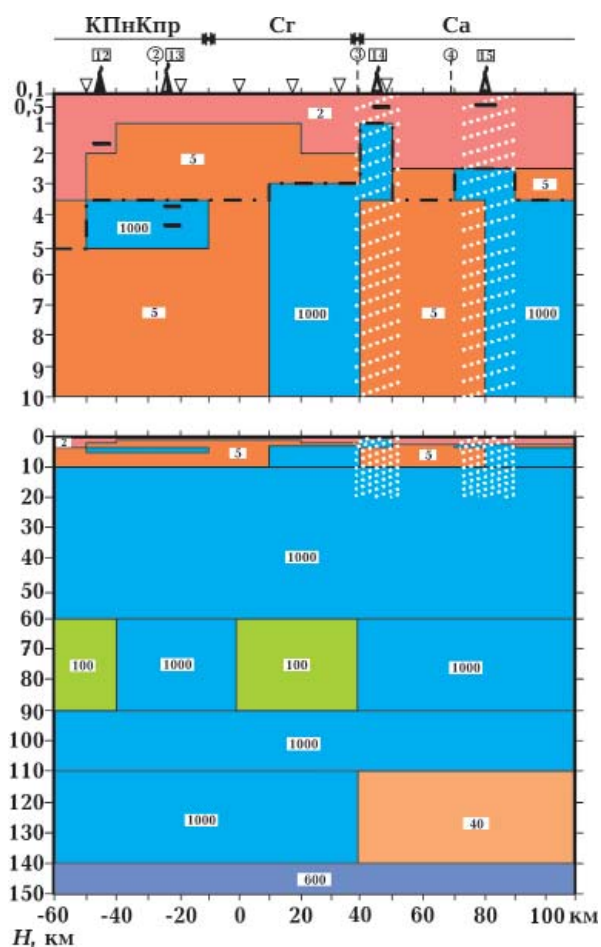


Рис. 5. Вертикальний зріз 3D моделі розподілу питомого опору Кримського регіону вздовж пр. Джанкойський. Нафтогазові родовища (цифри в прямокутниках): 12 — Серебрянське, 13 — Тетянівське, 14 — Джанкойське, 15 — Стрілкове. Умовні позначення див. на рис. 1, 3.

Fig. 5. Vertical section of a 3D model of the distribution of resistivity of the Crimean region along the profile of Dzhankoiysky. Oil and gas fields (numbers in rectangles): 12 — Serebryanske, 13 — Tetyanivske, 14 — Dzhankoiyske, 15 — Strilkove. Legend See Fig. 1, 3.

сейсмічні події реалізуються саме в зонах високого опору, які контактують з низькоомними структурами. Водночас для осередків на глибинах до 20 км зони контактів неоднорідностей електропровідності вище- та нижчезалягаючих шарів (до 10, 60—90 км та 110—140 км) можуть сприяти накопиченню та реалізації спостережених сейсмічних подій.

Прояви вуглеводнів в геоелектрично-неоднорідних зонах Кримського регіону. Причорноморсько-Кримська нафтогазоносна область включає 23 родовища (2 нафтові, 9 газоконденсатних, 12 газових). Більшість родовищ розміщуються в межах на території Рівнинного Криму та в західній частині акваторії Чорного моря [Порфирьев и др., 1981; Атлас..., 1998]. У геологічній будові представлені палеозойські, мезозойські й кайнозойські осадові відклади потужністю до 6—8 км. Великі підняття і прогини, ускладнені локальними структурами, часто стають нафто- і газоносними. Нафтогазопрояви є в породах від неогенового до девонського віку, але промислові поклади (газові й газоконденсатні) поки що виявлено лише в палеогенових і нижньокрейдяних відкладах на глибинах від 350 до 4500 м. Вони пов'язані переважно з склепінними частинами антиклінальних складок. Колекторами нафти й газу є пісковики, алевроліти й органогенно-детритові вапняки.

Просторово абсолютна більшість проявів вуглеводневих родовищ на території Тарханкутського півострова та Степового Криму потрапляє в зони аномалій підвищеної електропровідності земної кори та верхньої мантії (див. рис. 1).

Наприклад, до зони, де проходить пр. Краснополянський та його північне продовження у моделі, приурочені Західнооктябрське, Краснополянське та Карлавське газоконденсатні родовища (див. рис. 5) [Атлас..., 1998; Шеремет и др., 2016], які приурочені до Октябрської крейдяної зони антиклінальних складок південного борту КПнКпр. Промисловий видобуток газу Карлавського родовища отримано з відкладів палеогену—нижнього палеоцену

в інтервалі глибин 1126—1200 м, а також нестабільні дебіти — з відкладів сеноману нижнього ярусу верхньої крейди в інтервалі глибин 3387—3460 м. Продуктивними товщами Західнооктябрського родовища є відклади середнього альбу (нижня крейда) в інтервалі глибин 2894—2918 м. Промислові притоки газу Краснополянського родовища отримано з палеогенових відкладів верхнього палеоцену в інтервалі глибин 1065—1081 м.

Як бачимо із зрізу тривимірної геоелектричної моделі (рис. 5) вздовж пр. Краснополянський газоконденсатні родовища знаходяться над добре провідним вертикальним каналом у земній корі з $\rho=5$ Ом·м та неоднорідними високопровідними шарами у верхній мантії на глибинах 60—90 км з $\rho=100$ Ом·м та 110—140 км з $\rho=40$ Ом·м.

По інший бік від осередку (на глибинах 7—9 км) високого опору $\rho=1000$ Ом·м розташовано другий вертикальний канал, в межах якого промислово газоносність Шмідтівського родовища пов'язана з піщано-алевритовими горизонтами у верхній частині середнього майкопу в інтервалах глибин 700—749 та 658—689 м, а також газоконденсатними скупченнями нижнього палеоцену (2695—2740 м) та верхньокрейдяними карбонатними утвореннями в інтервалах глибин 2917—2974 і 3124—3202 м.

Тетянівське та Серебрянське вуглеводневі родовища (рис. 5) приурочені до Серебрянської депресії КПнКпр у зоні субмеридіонального Салгирсько-Октябрського розлому. Промислові поклади відповідають двом горизонтам нижньої та верхньої крейди. Надходження газу Тетянівського родовища пов'язані з інтервалами глибин 4431—4438 та 3869—3872 м, тоді як продуктивні нафтогазоносні горизонти Серебрянського родовища залягають в інтервалі глибин 1747—1820 м. Родовища можуть бути приурочені до локальної ділянки високого опору, що розташована в/поміж високопровідними осадовими відкладами та породами до 10-км консолідованої земної кори, що характеризуються аномалією електропровідності. Швидше за

все природу аномалії на глибинах 3,5—5—10 км можна пояснити наявністю флюїдів у порово-тріщинному середовищі, а субвертикальні електропровідні ($\rho=5$ Ом·м) канали, що гальванічно пов'язані з осадовими утвореннями, створюють шляхи надходження глибинної речовини. На користь такого припущення вказує наявність неоднорідних провідників у верхах верхньої мантії саме під вертикальними каналами в земній корі.

Одним з найбільших газових родовищ Криму вважають Джанкойське, яке приурочено до Північнокримської зони КПнКпр у зоні між Чонгарським та Мелітопольсько-Новоцарицинським розломами. Газоносність ділянки пов'язують з палеоген-неогеновими утвореннями. Найпродуктивніші горизонти залягають в інтервалі глибин від 336 до 892 м. Родовище тяжіє до субвертикального контакту в земній корі: зони високої електропровідності, яка утворює висхідний канал для підйому глибинних флюїдів, та ізолятора на глибинах від 1 до 10 км. Саме над останнім і розташовано газове родовище. Субвертикальний контакт різного опору спостерігається не тільки в земній корі, а й у двох шарах у верхній мантії (60—90, 110—140 км), що може зумовлювати надходження надглибоких флюїдів.

Стрілкове газове родовище належить до Азовсько-Березанської нафтогазоносною області Південного нафтогазоносного регіону України. Продуктивними є теригенні утворення середнього майкопу, газоносні три горизонти, що пов'язані з піщано-алевритовими пачками олігоцену в інтервалах глибин 527—540, 469,8—475,1 та 436—440 м. Родовище розташоване східніше Мелітопольсько-Новоцарицинського розлому, який за даними 3D геоелектричної моделі є зоною контакту різних опорів у верхній частині земної кори. Підкреслимо, що консолідована товща земної кори нижче глибини 10 км та верхньої мантії до глибини 110 км є однорідним ізолятором, що продовжується на схід під Середньоазовське підняття, і північною межею геоелектричної астеносфери СП.

У Причорноморському нафтогазоносному регіоні на території Керченського півострова розвідано понад 60 родовищ нафти і газу. Найвідоміші з них Північноказантипське, Войківське (Малобабчицьке), Актаське (Мисове) і морські родовища — Субботінське, Північнобулганакське та ін. Перспективними на газ і нафту вважають глибинні ділянки земної кори Чорного моря.

Як бачимо із зрізу тривимірної геоелектричної моделі (див. рис. 3) уздовж профілю Феодосія—Керчь нафтогазові родовища на заході (Владиславівське, Мошкарівське, Куйбишевське) та на сході (Олексіївське, Поворотне, Войківське, Борзівське) знаходяться по різні боки від ділянки, де аномалія припадає на верхню частину фундаменту та осадову товщу що розташована над нею. При цьому глибина залягання продуктивних горизонтів симетрично зменшується стосовно електропровідної зони у фундаменті. Так, найближчими до неї є найглибші продуктивні горизонти родовищ Куйбишевське (інтервал 2273—2293 м у верхньокрейдових відкладах) та Олексіївське (інтервали 3645—3650,8, 3257—3276 та 3100—3104 м у нижньому палеоцені) і Поворотне (інтервал 3900—3911 м у відкладах нижнього майкопу). Найвіддаленіші родовища приповерхневі — Владиславівське (інтервал 638—647 м у відкладах верхнього керлету неоген—палеоцену) та Мошкарівське (інтервал 260—280 м у верхньокрейдяній товщі) на заході, Войківське (інтервали 86,5—88 м у караганських та 100—112 м у чокрацьких відкладах неогену) та Борзівське (інтервали 502—509, 418—419,2 м чокрацького горизонту неогену) на сході.

Окремо слід виділити Субботінське нафтогазоносне родовище, яке знаходиться у Прикерченському шельфі Чорного моря на північному схилі западини Сорокіна у складній тектонічній зоні. Продуктивні горизонти родовища не перевищують глибини 5000 м, у тому числі проектні: нижній — нафтоносний (нижній олігоцен (нижній майкоп)), верхній — газоносний (середній міоцен і верхній олігоцен (середній май-

коп)) [Вакарчук та ін., 2009]. Субботінське родовище територіально належить до аномалії ізометричної форми з верхньою кромкою на глибині 30 км (рис. 2, в, г) на південному сході Керченського півострова, природа якої за результатами комплексної інтерпретації геофізичних даних може бути пояснена поширенням надглибинних флюїдів.

Родовища можуть бути приурочені до локальної ділянки високого опору, що розташована у (поміж) високопровідних осадових відкладах та породах до 10 км консолідованої земної кори, що характеризуються аномалією електропровідності. Природу аномалії на глибинах 3,5—5—10 км можна пояснити наявністю флюїдів у порово-тріщинному середовищі, а субвертикальні електропровідні ($\rho=5$ Ом·м) канали, що гальванічно пов'язані з осадовими утвореннями, створюють шляхи надходження глибинної речовини. На користь такого припущення вказує наявність неоднорідних провідників у верхах верхньої мантії саме під вертикальними каналами в земній корі.

Висновки. Уперше для Кримського регіону та прилеглих територій побудовано тривимірну геоелектричну модель земної кори та верхньої мантії за результатами експериментальних спостережень низькочастотного електромагнітного поля Землі, які було проведено у 2008—2013 рр. Інститутами Національної академії наук України.

Основним результатом аналізу отриманої моделі розподілу питомого опору є виявлення зон високої електропровідності як у земній корі, так і у верхній мантії Криму, які характеризуються різною провідністю і глибиною залягання, конфігурацією і по-різному характеризують геологічні структури.

Субвертикальні електропровідні зони чи контакти різного опору переважно у приповерхневих шарах збігаються з розломними структурами, більшість таких об'єктів приурочені до меж між різними тектонічними елементами, такими як СП і Гірський Крим, Північнокерченська і Пів-

деннокерченська зони та іншими розломами: Чонгарським, Мелітопольсько-Новоцарицинським, Корсарско-Феодосійським, Горностаївським та Керченсько-Чкалівським. Окремою потужною електропровідною зоною виявилася система розломів Миколаївського та Західнокримського. Глибше в земній корі та верхній мантії геоелектричні неоднорідності, навіть якщо їх межі просторово збігаються з розташуванням глибинних зон розломів, перетворюються в субгоризонтальні структури (шари) та проявляються в регіональних аномаліях електропровідності. Неоднорідність корових і мантійних високопровідних шарів може свідчити про високу проникність для глибинних флюїдів зон контактів різного опору.

Впевнено простежується глибинна субширотна структура в земній корі, яка на заході підтверджує та деталізує відому Тарханкутську аномалію та продовжується через центральну частину Криму до північно-західної частини Керченського півострова. Припускаємо наявність у надрах північно-західного шельфу Чорного моря та у північно-східній частині Керченсько-Таманського прогину потужної субширотної аномалії на межі кора—верхня мантія, що оконтурює Кримський півострів. На південному сході виразно проявилася ізометрична аномалія електропровідності в зоні нафтового родовища Субботіна. На жаль, остаточний варіант розташування північної межі геоелектричної астеносфери на глибинах 110—140 км, за існуючими на цей час експериментальними електромагнітними спостереженнями, вибрати складно, передбачаємо, що вона проходить в осьовій частині грабенів у зоні зчленування різновікових платформ.

Геоелектричні неоднорідності в земній корі та верхній мантії так чи інакше, але підтверджуються наявністю різних аномалій в інших геофізичних полях. Наприклад, за результатами томографічного моделювання [Гобаренко и др., 2014] виділено зону низьких швидкостей, що інтерпретується як ослаблена ділянка в корі. Інтенсивні аномалії теплових потоків

[Кутас, 2010] узгоджуються з утворенням локальних осередків розтягання. Загальне поглиблення на південь верхньої кромки субширотних ланцюгів аномалій електропровідності відповідає сейсмоструктурній моделі, яка також характеризується нахилом ізоліній швидкостей поширення пружних хвиль у південному напрямку, що узгоджується з нахилом шарів земної кори в моделі DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015] на тих самих глибинах і підтверджує існування похилої сейсмічної межі в нових інтерпретаціях [Баранова и др., 2008; Козленко и др., 2009].

Поза всяким сумнівом, існує взаємозв'язок між проявами сейсмічності, нафтогазоносністю і геоелектричними неоднорідностями, які відображають сучасний стан земної кори і верхньої мантії та, ймовірно, сліди впливу сучасних мантійних флюїдів. Це підтверджують результати вимірів теплового потоку [Кутас, 2010], основні геометричні межі теплових аномалій подібні до меж, отриманих при моделюванні. Параметри співвідношень ізотопів $^3\text{He}/^4\text{He}$ засвідчують аномальність цього регіону. Передбачається, що шляхи проникнення мантійного гелію утворились у результаті активізації верхньої мантії [Гордиєнко, Тарасов, 2001].

Зони проявів надглибоких флюїдів, отримані за даними сейсмотомографії [Цветкова и др., 2012], аномалій високої електропровідності в земній корі і верхній мантії, підвищеного теплового потоку [Кутас, 2010] і поширення гіпоцентрів землетрусів підтверджують зв'язок сейсмічності Криму з колізійними процесами [Бурахович и др., 2015].

Розглянутий матеріал упевнено свідчить про приуроченість проявів вуглеводнів до виділених за даними геоелектромагнітного зондування та тривимірного моделювання аномалій високої електропровідності, які характеризуються субвертикальними каналами, що гальванічно пов'язані з осадовими відкладами, або субвертикальними контактними зонами різного опору, які спостерігається не тільки в земній корі, а й у шарах верхньої мантії (60—90,

110—140 км) і можуть зумовлювати надходження надглибоких флюїдів.

На думку авторів публікації [Порфирьев и др., 1981], утворення нафти і газу у Причорноморсько-Кримській нафтогазоносній області пов'язане з процесами, що відбуваються у верхній мантії Землі, звідки вони мігрували в осадову товщу і її фундамент по зонах великих розломів у палеогені —четвертинному періоді.

У Чорному морі поклади вуглеводнів формуються в різних за морфологією пастках [Лукин, 2014]. Згідно із сучасними поглядами вчених, водень, піднімаючись від ядра Землі в ближчі до поверхні шари, може вступати в реакцію з різними формами вуглецю, що й обумовлює формування вуглеводнів. Перенесення їх у верхні частини земної кори є одним із проявів процесу дегазації [Старостенко и др., 2011].

Відповідно до існуючих уявлень про фазово-геохімічну зональність нафтидогенезу, фази нафтогазоакопичення та формування нафтових і газових родовищ, великі (4,5—6 км) і надвеликі (6—11 км і більше) глибини, де залягають недавні (пліоцен-четвертинні) або сучасні (що знаходяться у стані формування) вуглеводневі системи, є перспективними для подальшого пошуку природних вуглеводнів [Лукин, 2014]. Тому зони високої електропровідності, що могли виникнути внаслідок наявності флюїдів, слід розглядати як райони глибинних осередків генерації вуглеводнів і місця надходження їх у верхні частини земної кори.

Фінансування досліджень. Публікація містить результати робіт, проведених за Договором № 5501 «Мультипараметричний підхід для оцінки прояву природних катастроф» (2012—2013) за Програмою «Цільові дослідження та ініціативи, що розвивають» і фундаментальною й прикладною темами Інституту геофізики НАН України № III-11-16: «Комплексне геофізичне дослідження літосфери України: від моделей до процесів формування родовищ корисних копалин» (2016—2020 рр.) й № III-16-20: «Геофізичне дослідження літосфери південного заходу Східноєвропейської плат-

форми та її обрамлення у зв'язку з глибинною дегазацією з метою виявлення шляхів міграції флюїдів» (2020—2022).

Подяки. Автори висловлюють подяку Є.М. Шеремету, І.Ю. Ніколаєву та творчо-

му колективу УкрНІМІ НАН України за надані матеріали по пр. Чорноморський, Краснополяський та Керч-1, 2, що отримані в 2008—2011 рр. Автори вдячні В.А. Ільєнку за участь у графічному оформленні рис. 1, 2.

Список літератури

- Атлас родовищ нафти і газу України. Т. VI. Південний нафтогазоносний регіон. Під ред. В.О. Федішин. Львів: Центр Європи, 1998. 222 с. Баранова Е.П., Егорова Т.П., Омельченко В.Д. Переінтерпретація сейсмічних матеріалів ГСЗ і гравітаційне моделювання по профілям 25, 28 і 29 в Чорном і Азовському морях. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 1—20.
- Бурахович Т.К., Кушнір А.Н., Николаев И.Ю., Шеремет Е.М., Ширков Б.И. Результаты экспериментальных электромагнитных исследований Крымского региона. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 2. С. 57—78. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i2.2016.107765>.
- Бурахович Т.К., Кушнір А.М., Цветкова Т.О., Шумлянська Л.О. Комплексна інтерпретація сейсмотомографічних та геоелектричних моделей для оцінки геодинамічних процесів у літосфері Криму. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України.* 2013. № 13(2). С. 12—26.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Геофизическая модель тектоносферы Украины. Киев: Наук. думка, 1985. 212 с.
- Вакарчук С.Г., Шевченко О.А., Довжок Т.Є., Чепіль П.М., Харченко М.В., Караєва Ю.А. Особливості геологічної будови та оцінка перспектив нафтогазоносності відкладів середнього міоцену і верхнього олігоцену на родовищі Субботіна. *Науковий вісник ІФНТУНГ.* 2009. № 3. С. 44—50.
- Гобаренко В., Егорова Т., Стифенсон Р. Строение коры Керченского полуострова и северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 18—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116115>.
- Гордиенко В.В., Тарасов В.Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. Киев: Знання, 2001. 102 с.
- Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В. Глубинное строение земной коры западной части шельфа Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 6. С. 77—91.
- Кулик С.Н., Бурахович Т.К. Глубинное магнитотеллурическое зондирование Тарханкутского полуострова. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1984. № 12. С. 15—18.
- Кутас Р.И. Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 135—158. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117453>.
- Кушнір А.Н., Ширков Б.И. Глубинное строение северо-западной части Черноморского шельфа по геоэлектрическим данным. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України.* 2013. № 13. С. 178—190.
- Кушнір А.М. Геоелектричні неоднорідності земної кори та верхньої мантії території України: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2019. 38 с.
- Лукин А.Е. Углеводородный потенциал больших глубин и перспективы его освоения в Украине. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 3—23. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.112455>.
- Пашкевич И.К., Русаков О.М., Кутас Р.И., Гринь Д.Н., Старостенко В.И., Яник Т. Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBREFraction'99/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа — Восточно-Черноморская впадина). *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 5. С. 98—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476>.

- Порфирьев В.Б., Краюшкин В.А., Клочко В.П. Геологические критерии перспектив поиска нефти и газа в гетерогенном фундаменте причерноморско-крымской нефтегазоносной области. *Геол. журн.* 1981. № 1. С. 38—47.
- Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А. Новые карты общего сейсмического районирования территории Украины. Особенности модели долговременной сейсмической опасности. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 3. С. 54—77.
- Самсонов В.И., Шашорин Ю.Н., Чепижко А.В. Генетическая характеристика северо-черноморской континентальной окраины и основные элементы ее тектоники: *Материалы III Междунар. конф. «Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона», Гурзуф, 17—21 сентября 2001 г.* Симферополь: Таврия-Плюс, 2002. С. 122—124.
- Свидлова В.А., Пасынков Г.Д. Сейсмичность Крыма в 2012 году. В кн.: Сейсмологический бюллетень Украины. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2013. С. 6—10.
- Старостенко В.И., Бурахович Т.К., Кушнир А.Н., Легостаева О.В., Цветкова Т.А., Шеремет Е.М., Шумлянская Л.А. Возможная природа сейсмической активности недр Добруджского прогиба и Северной Добруджи. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 61—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116331>.
- Старостенко В.И., Лукин А.Е., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Гладун В.В., Лебедь Т.В., Максимчук П.Я., Легостаева О.В., Макаренко И.Б. О перспективах открытия массивных залежей углеводородов в гетерогенных ловушках Черного моря. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 3—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116660>.
- Фарфуляк Л.В. Глибинна будова західної частини Скіфської мікроплити за сучасними сейсмічними даними: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2016. 23 с.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672>.
- Шеремет Е.М., Бурахович Т.К., Дудик А.М., Николаев И.Ю., Дудик С.А., Кушнир А.Н., Агаркова Н.Г. Геоэлектрические и геохимические исследования при прогнозировании углеводородов в Украине. Киев: Компринт, 2016. 489 с.
- Юровский Ю.Г. Сейсмичность и миграция флюидов Керченско-Таманского региона. *Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Сборник материалов конференции 22—28 сентября 1996 г.* Симферополь: Изд. Крымского экспертного совета по оценке сейсмической опасности и прогнозу землетрясений, 1997. С. 133—134.
- Kulik, S.N., Burakhovich, T.K., & Khazan, Ya.M. (2001). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of Ukraine. *Acta Geophysica Polonica*, 50(4), 547—565.
- Mackie, R.L., Smith, J.T. & Madden, T.R. (1994). Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example. *Radio Science*, 29, 923—935. <https://doi.org/10.1029/94RS00326>.
- Starostenko, V. Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Środa, P., Thybo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Y., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201(1), 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.
- Yegorova, T.P., Baranova, E.P., Gobarenko, V.S., & Murovskaya, A.V. (2018). Crustal Structure of the Crimean Mountains along the Sevastopol—Kerch Profile from the Results of DSS and Local Seismic Tomography. *Geotectonics*, 52(4), 468—484. <https://doi.org/10.1134/S0016852118040027>.

Goelectrical inhomogeneities of the Crimean region as the seismicity and oil-gas potential zones

A.M. Kushnir, T.K. Burakhovich, 2021

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine,
Kiev, Ukraine

The three-dimensional goelectrical model of the Earth's crust and upper mantle of the Crimean region and adjacent territories has been built for the first time. It is based on the results of the Earth's low-frequency electromagnetic field experimental observations, conducted in 2008—2013 by the Institutes of the National Academy of Sciences of Ukraine. The subvertical conductive zones or contacts of the different resistivity mainly in the near-surface layers coincide with the fault structures, most of which are confined to the boundaries between the different tectonic elements, such as the Scythian Plate and Mountain Crimea, North and South Kerch Zones and the other faults: Chongarskiy, Melitopol-Novotsarytsynskiy, Korsarsko-Feodosiyskiy, Gornostaevskiy and Kerch-Chkalivskiy. The Mykolayiv and West Crimean fault systems occur as large separate submeridional conductive zone. Deeper in the Earth's crust and upper mantle, goelectrical inhomogeneities are transformed into the subhorizontal structures (layers) and manifest themselves in regional anomalies. This fact may indicate the high permeability for deep fluids of contact zones during their formation. The deep sublatitudinal structure in the Earth's crust is confidently traced, in the west it confirms and details the well-known Tarkhankut anomaly, and continues through the central Crimea to the northwestern part of the Kerch Peninsula. It is assumed that there is the strong sublatitudinal anomaly in the interior of the northwestern shelf of the Black Sea and in the northeastern part of the Kerch-Taman Depression at the crust — upper mantle boundary, it is contouring the Crimean Peninsula. The ultradeep fluid manifestation zones obtained according to seismotomography, the conductivity anomalies in the Earth's crust and the upper mantle, increased heat flow and the spread of the earthquake hypocenters confirm the relationship between the Crimea seismicity and collision processes. It is shown the spatial coincidences of the hydrocarbon manifestations and the isolated conductivity anomalies, which are characterized by subvertical channels galvanically connected to sediments, or subvertical contact zones of different resistivity, which are observed not only in the Earth's crust but also in the upper mantle layers (60—90, 110—140 km) and may cause the superdeep fluid inflow.

Key words: crust, mantle, Eastern European Platform, Scythian plate, 3D goelectrical model, magnetotelluric sounding, magnetovariational profiling, deep structure, conductivity anomalies, hydrocarbons, seismicity.

References

- Fedishin, V.O. (Ed.). (1999). *Atlas of oil and gas fields of Ukraine. Vol. VI. Southern oil and gas region*. Lviv: Tsentrv Evropy, 222 p. (in Ukrainian).
- Baranova, E.P., Yegorova, T.P., & Omelchenko, V.D. (2008). Reinterpretation of DSS seismic data and gravity modeling along lines 25, 28 and 29 in the Black and Azov seas. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 30(5), 1—20 (in Russian).
- Burakhovich, T.K., Kushnir, A.N., Nikolaev, I.Yu., Sheremet, E.M., & Shirkov, B.I. (2016). Results of experimental electromagnetic studies of the Crimean region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 30(5), 1—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i2.2016.107765> (in Russian).
- Burakhovych, T.K., Kushnir, A.M., Tsvetkova, T.O., & Shumlyanska, L.O (2013). Comprehensive interpretation of seismotomographic

- and geoelectric models for estimating geodynamic processes in the Crimean lithosphere. *Naukovi pratsi UkrNDMI NAN Ukrayiny*, (13), 12—26 (in Ukrainian).
- Buryanov, V.B., Gordienko, V.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kulik, S.N., & Logvinov, I.M. (1985). *Geophysical model of the tectonosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 212 p. (in Russian).
- Vakarchuk, S.G., Shevchenko, O.A., Dovzhok, T.E., Chepil, P.M., Kharchenko, M.V., & Karavaeva, Yu.A. (2009). Peculiarities of geological structure and assessment of oil and gas prospects of Middle Miocene and Upper Oligocene deposits at the Subbotin field. *Naukovyy visnyk IFNTUNH*, (3), 44—50 (in Ukrainian).
- Gobarenko, V., Yegorova, T., & Stephenson, R. (2014). The structure of the Kerch peninsula and north-eastern part of the Black sea crust according to the results of local seismic tomography. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 36(2), 18—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i2.2014.116115> (in Russian).
- Gordienko, V.V., & Tarasov, V.N. (2001). *Modern activation and isotopy of helium in the territory of Ukraine*. Kiev: Znannya, 102 p. (in Russian).
- Kozlenko, M.V., Kozlenko, Yu.V., & Lysynchuk, D.V. (2009). The deep structure of the earth's crust in the western part of the Black Sea shelf based on the results of a comprehensive re-interpretation of geophysical data along the DSS profile No. 25. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 31(6), 77—91 (in Russian).
- Kulik, S.N., & Burakhovich, T.K. (1984). Deep magnetotelluric sounding of the Tarkhankut Peninsula. *Doklady AN USSR. Ser. B*, (12), 15—18 (in Russian).
- Kutas, R.I. (2010). Geothermal conditions of the Black Sea basin and its surroundings. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 32(6), 135—158. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117453> (in Russian).
- Kushnir, A.N., & Shirkov, B.I. (2013). Deep structure of the northwestern part of the Black Sea shelf according to geoelectric data. *Naukovi pratsi UkrNDMI NAN Ukraini*, (13), 178—190 (in Russian).
- Kushnir, A.M. (2019). Geoelectrical heterogeneities of the crust and upper mantle of the territory of Ukraine. *Doctor's thesis*. Kyiv, 38 p. (in Ukrainian).
- Lukin, A.E. (2014). Hydrocarbon potential of great depths and prospects of its mastering in Ukraine. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 36(4), 3—23. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.112455> (in Russian).
- Pashkevich, I.K., Rusakov, O.M., Kutas, R.I., Grin, D.N., Starostenko, V.I., & Janik, T. (2018). Lithospheric structure based on integrated analysis of geological-geophysical data along the DOBREFraction'99/DOBRE-2 profile (the East European Platform — the East Black Sea Basin). *Geofizicheskyy Zhurnal*, 40(5), 98—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476> (in Russian).
- Porfiriyev, V.B., Krayushkin, V.A., & Klochko, V.P. (1981). Geological criteria for prospecting for oil and gas in the heterogeneous basement of the Black Sea-Crimean oil and gas region. *Geologicheskyy Zhurnal*, (1), 38—47 (in Russian).
- Pustovitenko, B.G., Kulchitskiy, V.E., & Pustovitenko, A.A. (2006). New maps of general seismic zoning of the territory of Ukraine. Features of the long-term seismic hazard model. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 28(3), 54—77 (in Russian).
- Samsonov, V.I., Shashorin, Yu.N., & Chepizhko, A.V. (2002). Genetic characteristics of the North Black Sea continental margin and the main elements of its tectonics: *Proc. of the III Intern. conf. «Geodynamics and oil and gas systems of the Black Sea-Caspian region»*, Gurfuf, September 17-21, 2001 (pp. 122—124). Simferopol: Tavria-Plus (in Russian).
- Svidlova, V.A., & Pasyukov, G.D. (2013). Seismicity of Crimea in 2012. In *Seismological Bulletin of Ukraine* (pp. 6—10). Sevastopol: SPC «ECOSI-Hydrophysics» (in Russian).
- Starostenko, V.I., Burakhovich, T.K., Kushnir, A.N., Legostaeva, O.V., Tsvetkova, T.A., Sheremet, E.M., & Shumlyanskaya, L.A. (2013). The possible nature of the seismic activity of the depths of the Predobudruzhsy trough and the Northern Dobruja. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 35(1), 61—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116331> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Lukin, A.E., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., Gladun, V.V.,

- Lebed, T.V., Maksimchuk, P.Ya., Legostaeva, O.V., & Makarenko, I.B. (2012). On the prospects for the discovery of massive hydrocarbon deposits in the heterogeneous traps of the Black Sea. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(5), 3—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116660> (in Russian).
- Farfulyak, L.V. (2016). Deep structure of the western part of the Scythian microplate according to modern seismic data: *Candidate's thesis*. Kyiv, 23 p. (in Ukrainian).
- Tsvetkova, T.A., & Bugaenko, I.V. (2012). Seismotomography of the mantle under the East European platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(5), 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672> (in Russian).
- Sheremet, E.M., Burakhovich, T.K., Dudik, A.M., Nikolaev, I.Yu., Dudik, S.A., Kushnir, A.N., & Agarkova, N.G. (2016). *Geoelectric and geochemical studies in predicting hydrocarbons in Ukraine*. Kiev: Komprint, 489 p. (in Russian).
- Yurovskiy, Yu.G. (1997). Seismicity and fluid migration of the Kerch-Taman region. *Geodynamics of the Crimean-Black Sea region. Proceedings of the conference 22—28 September 1996* (pp. 133—134). Simferopol: Edition of the Crimean Expert Council on Seismic Hazard Assessment and Earthquake Prediction (in Russian).
- Kulik, S.N., Burakhovich, T.K., & Khazan, Ya.M. (2001). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of Ukraine. *Acta Geophysica Polonica*, 50(4), 547—565.
- Mackie, R.L., Smith, J.T. & Madden, T.R. (1994). Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example. *Radio Science*, 29, 923—935. <https://doi.org/10.1029/94RS00326>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfulyak, L., Czuba, W., Środa, P., Thybo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Y., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201(1), 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.
- Yegorova, T.P., Baranova, E.P., Gobarenko, V.S., & Murovskaya, A.V. (2018). Crustal Structure of the Crimean Mountains along the Sevastopol—Kerch Profile from the Results of DSS and Local Seismic Tomography. *Geotectonics*, 52(4), 468—484. <https://doi.org/10.1134/S0016852118040027>.

Геоэлектрические неоднородности Крымского региона как зоны проявлений сейсмичности и нефтегазоносности

А.Н. Кушнир, Т.К. Бурахович, 2021

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Впервые для Крымского региона и прилегающих территорий построена трехмерная геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии по результатам экспериментальных наблюдений низкочастотного электромагнитного поля Земли, выполненных в 2008—2013 гг. Институтом геофизики НАН Украины. Субвертикальные электропроводящие зоны или контакты разного удельного сопротивления преимущественно в приповерхностных слоях совпадают с разломными структурами, большинство которых приурочено к границам между различными тектоническими элементами, такими как, Скифская плита и Горный Крым, Северо- и Южно-Керченская зоны, и другими разломами — Чонгарским, Мелитопольско-Новоцарициным, Корсарско-Феодосийским, Горностаевским и Керченско-Чкаловским. Как отдельная мощная субмеридиональная электропроводящая зона проявилась система Николаевского и Западно-Крымского разломов. Глубже в земной коре и верхней мантии геоэлектрические неоднородности обнаружены в виде субгоризонтальных структур (слоев) и проявляются в региональных аномалиях, что может свидетельствовать о высокой проницаемости для глубинных флюидов зон контактов в процессе их формирования. Уверенно прослеживается глубинная субширотная структура в земной коре, которая на западе подтверждается и детализируется известной Тарханкутской аномалией и продолжается через центральную часть Крыма в северо-западной части Керченского полуострова. Предполагается наличие в недрах северо-западного шельфа Черного моря и в северо-восточной части Керченско-Таманского прогиба мощной субширотной аномалии на границе кора—верхняя мантия, оконтуривающей Крымский полуостров. Зоны проявлений сверхглубоких флюидов, полученные по данным сейсмотомографии, аномалий высокой электропроводности в земной коре и верхней мантии, повышенного теплового потока и распространение гипоцентров землетрясений, подтверждают связь сейсмичности Крыма с коллизионными процессами. Показана приуроченность проявлений углеводородов в выделенных аномалиях высокой электропроводности, которые характеризуются субвертикальными каналами, гальванически связанными с осадочными отложениями, или субвертикальными контактными зонами разного удельного сопротивления, которые наблюдаются не только в земной коре, но и в слоях верхней мантии (60—90, 110—140 км) и могут обуславливать поступление сверхглубоких флюидов.

Ключевые слова: земная кора, мантия, Восточно-Европейская платформа, Скифская плита, 3D геоэлектрическая модель, магнитотеллурическое зондирование, магнитовариационное профилирование, глубинное строение, аномалии электропроводности, углеводороды, сейсмичность.