

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ІМЕНІ С.І. СУББОТІНА**

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

КУШНІР Антон Миколайович

Прим. № _____

УДК 550.372/373+551.24.055

**ДИСЕРТАЦІЯ
ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ НЕОДНОРІДНОСТІ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ВЕРХНЬОЇ
МАНТІЇ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ**

04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю)

10 Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук. Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ А.М. Кушнір

Науковий консультант – Бурахович Тетяна Костянтинівна, доктор геологічних наук, професор

Київ–2019

АНОТАЦІЯ

Кушнір А.М. Геоелектричні неоднорідності земної кори та верхньої мантії території України. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2019.

Дисертаційна робота виконана з метою виявлення геоелектричних неоднорідностей земної кори і верхньої мантії різних геологічних структур України на основі побудови тривимірних моделей розподілу електричного опору за експериментальними даними магнітотелуричного зондування та магнітоваріаційного профілювання. Пояснення природи аномалій високої електропровідності за результатами комплексного аналізу геолого-геоелектричних даних та її дослідження як одного з факторів прояву геодинамічних процесів для пошуку корисних копалин.

Нові експериментальні спостереження зовнішнього змінного низькочастотного електромагнітного поля Землі отримано за допомогою сучасного обладнання з використанням передових технологій у межах різних геологічних регіонів України. Проведено обробку експериментальних даних кількома загальноприйнятими у геоелектричному науковому середовищі програмними комплексами та проаналізовано на якісному та кількісному рівні передавальні оператори МТ і МВ поля в широкому діапазоні періодів.

На сьогодні з використанням сучасного польового матеріалу побудовано різні тривимірні моделі як регіональні (східної частини Українського щита і Донбасу; західної частини Українського щита; центральної частини Українського щита, яка в основному пов'язана з Кіровоградською аномалією електропровідності), так і локальні (Кіровоградського рудного поля, Голованівської шовної зони, унікальних метабазитових утворень (Тарасівської та Троянківської структур Ятранського блоку Голованівської шовної зони), північної Добруджі та Переддобрудзького прогину, о. Зміїний, Кримсько-Чорноморського регіону).

Вперше виявлено геоелектричні неоднорідності у земній корі та верхній мантії території України, які вирізняються аномально низькими та аномально високими значеннями електричного опору. Зони високої електропровідності, що виходять на поверхню, характеризуються субвертикальною неоднорідністю та утворюють гальванічно пов'язану систему. Вона просторово корелює з глибинними розломами різного рангу, виділеними за геологічними даними. Земна кора незалежно від геолого-тектонічного регіону відзначаються аномально провідними шарами, верхня кромка яких спостерігається на різних глибинах від 2 до 20 км з питомим електричним опором до 100 Ом·м. Геоелектричну неоднорідність верхньої мантії зафіксовано у Переддобрудзькому та Кримсько-Чорноморському регіонах та тільки фрагментарно під Українським щитом, Прип'ятським прогином та Дніпровсько-Донецькою западиною.

У рамках проведеного дослідження виконана 1D інверсія з використанням трансформації Ніблетта та інверсії Паркера і ОССАМ експериментальних глибинних магнітотелуричних зондувань, проведених в різних за геологічним віком регіонах. Під північно-західною частиною Українського щита глибинний розріз мантії відповідає "нормальному" розподілу ρ , в той час як майже весь Придніпровський і східна частина Інгульського мегаблоків (в районі Новоукраїнського та Корсунь-Новомиргородського масивів) характеризуються значеннями в 2–5 разів більшими. На північному борту Белгород-Сумського мегаблоку Дніпровсько-Донецької западини, північному схилі Бузько-Росинського, південно-західній частині Кіровоградського мегаблоків Українського щита, північно-західній частині Причорноморського шельфу глибинний розріз характеризуються серією електропровідних шарів як в земній корі, так і в мантії.

В Інгульському мегаблоці виділено аномалії електропровідності в земній корі, які просторово співпадають з глибинними зонами розломів, які до 2,5 км представлені субвертикальними структурами, а глибше (3–30 км) – переважно субгоризонтальними. Показано, що в межах мегаблока спостерігається як неоднорідна земна кора, так і верхня мантія у вигляді регіональних Чернівецько-Коростенської на заході та Кіровоградської аномалій електропровідності на сході.

За результатами геоелектричних досліджень можна говорити про малоїмовірне існування підвищеної електропровідності у вузькій північній частині Голованівської шовної зони – Ядліво-Трахтемирівській зоні, що може бути підтвердженням гіпотези І.Б. Щербаков про те, що вона являє собою пластину, що висунута в обмежений міжблоковий простір в умовах стиснення. У таких геодинамічних обставинках утворення аномалій електропровідності неможливе.

Результати 3D моделювання базит-метабазитових утворень Ятранського блока Голованівської шовної зони показали, що такі структури у геологічних границях в аномальній електропровідності не проявилися. Але розломі зони, які оконтурюють та перетинають їх, виявилися складними аномальними об'єктами як у плані, так і за глибиною. У геоелектричному відношенні струмові структури двох масивів відрізняються. Так, Тарасівську структуру субширотно перетинають електропровідні зони з різним ρ , виділені на трьох глибинних рівнях: 0–100 м ($\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); 2–7 та 7–10 км ($\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Тоді як аномальні об'єкти Троянківської простягаються з північно-заходу на південний схід зі зміною напрямку на субширотний у східній частині планшету. Електропровідні структури Троянківського масиву проявилися на чотирьох глибинних рівнях: 0–100 та 150–200 м ($5\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); 2–4 та 4–10 км ($50, 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Об'єднуючою рисою двох структур є прояв низьких значень ρ від 5 до 100 Ом·м саме у їх геологічних границях. Високу електропровідність можна пояснити особливим складом порід земної кори (графітизацією, сульфідизацією та ін.) або флюїдизацією різного походження.

Якісна інтерпретація експериментальних геоелектричних даних дозволила уточнити перспективну площу на нафтогазоносність в районі південного борту, що оконтурює центральну частину Дніпровсько-Донецької западини між населеними пунктами Хорол та Решетилівка. На основі нових експериментальних даних було підтверджено і деталізувано раніше виділені перспективні нафтогазоносні площі Глидинцівська, Підгородська, Талалаївська та Никонівська, що знаходяться у фундаменті Дніпровсько-Донецької западини та супроводжуються аномаліями електропровідності на різних глибинних рівнях. Їх надра характеризуються перетином активізованих розломів різної орієнтації, а

також аномальною потужністю коромантійної суміші і розущільнених областей на поверхні фундаменту (3–8 км), в земній корі (20–30 км) та у верхах верхньої мантії.

За результатами експериментальних досліджень методами магнітотелуричного зондування та магнітоваріаційного профілювання, було побудовано 3D глибинну модель яка відображає неоднорідний розподіл питомого електричного опору в надрах Переддобрудзького прогину, Північної Добруджі та північно-західної частини шельфу Чорного моря. Виділено аномалії високої електропровідності від поверхні земної кори до верхньої мантії. Витягнуті на десятки кілометрів провідники приурочені до глибинних розломів різного рангу та їх перетинів: Фрунзенського, Саратського, Болградського, Кагульсько-Ізмаїлівського, Чадир-Лунгському та ін. Високопровідний шар виділяється в нижній корі та верхах верхньої мантії від 110 до 160 км на південному борту прогину. Північний характеризується розподілом електропровідності у верхній мантії таким же, як і Східноєвропейська платформа. Острів Зміїний, а також Зміїноострівне та Вилківське підняття на глибинах 20–100 км проявляються як субширотна електропровідна структура, що займає проміжне положення між розломами Печенга-Камена на півдні та Кілійським на півночі.

Згідно з результатами 3D геоелектричного моделювання Кримсько-Чорноморського регіону у земній корі та верхній мантії було виділено ряд електропровідних структур на різних глибинах від 2,5 до 100 км. У надрах Кримського півострова виявлено аномалію на глибинах 5–10 км ($\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), яка простягається від північної частини Тарханкутського півострова через центральний Крим до північно-західної частини Керченського півострова і з північнозаходу обмежується границею Східноєвропейської платформи, а з півдня – глибинним розломом, що розмежовує Гірський Крим та Скіфську плиту. На заході провідник відповідає східній частині Новоселівського підняття та Альмінській западині. З півночі його обмежено Сиваським грабенем та Балашовським виступом, з заходу – Корсарсько-Феодосійським розломом. Далі на схід простежується зменшення питомого опору до $1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ вздовж південної частини Індоло-Кубанського прогину, де проявився провідник на глибинах 2,5–12 км, що, можливо, продовжується на Таманському півострові. На

південномусході Керченського півострова виявлено аномалію ізометричної форми на глибинах 30–60 км ($\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Тарханкутська аномалія (західна частина Каркінітсько-Північнокримського прогину і Тарханкутського валу) проявляється на глибинах 60–100 км ($\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Основна сейсмічність (активністю до 5–6 балів) Кримсько-Чорноморського регіону пов'язана з сейсмогенною зоною, що тягнеться уздовж континентального схилу Чорного моря 50-кілометровою смугою, частково захоплюючи шельф і південний берег Криму. Зона виражена 3,5-кілометровим перепадом рельєфу від гірських вершин до абіссалі Чорного моря і майже 15-кілометровим перепадом тектонічного рельєфу по відкладах крейди та кайнозою.

Набули подальшого розвитку уявлення про комплексну природу аномалій електропровідності, що може бути обумовлена графітизацією та сульфідизацією зон метасоматозу вздовж протяжних зон розломів в межах Українського щита та областей поширення графітизованих гнейсів і сланців. Природа аномалії електропровідності, з одного боку, може бути пов'язана з підвищеною проникністю порід, в області яких розвиваються флюїдні системи та виникає їх міграція, що спричиняє утворення родовищ вуглеводнів, з іншого, пояснюється як результат «вуглеводневого дихання Землі». В межах проєкцій на земну поверхню геоелектричних неоднорідностей розташовується більшість залізорудних родовищ переважно карбонатно-залізисто-кремнисто-метабазитової і залізисто-кремнистої формацій, що містять прояви рудної мінералізації.

Нові експериментальні глибинні магнітотелуричні зондування у центральній частині Карпат за результатами 1D інверсії дозволили підтвердити наявність Карпатської аномалії і уточнити параметри геоелектричного розрізу: в корі ($h \approx 10 \text{ км}$, $\rho \approx 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) та мантії ($h \approx 100 \text{ км}$, $\rho \approx 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$).

Ключові слова: земна кора, мантія, Український щит, Голованівсько – Ядліво-Трахтемирівська шовна зона, Дніпровсько-Донецька западина, Добрудзько–Кримсько-Чорноморський регіон, Східноєвропейська платформа, Скіфська плита, 3D геоелектрична модель, магнітотелуричне зондування, магнітоваріаційне профілювання, глибинна будова, аномалії електропровідності, рудні корисні копалини, вуглеводні.

ABSTRACT

Kushnir A.M. Geoelectrical heterogeneities of the crust and upper mantle of the territory of Ukraine. – Qualifying scientific work on the rights of manuscript.

Thesis for a doctor's degree in geological sciences, specialty 04.00.22 – geophysics (103 – Earth Sciences). – Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2019.

The thesis is aimed at detecting of the geoelectrical heterogeneities of the Earth's crust and upper mantle of various geological structures of Ukraine on the basis of the construction of three-dimensional models for the resistivity distribution according to the experimental data of magnetotelluric sounding and magnetovariational profiling. The high electrical conductivity anomaly nature explanation based on the results of complex analysis of geological and geoelectric data and its study as one of the factors of the geodynamic process manifestation for the mineral search.

The new experimental observations of the Earth's external alternating low-frequency electromagnetic field were obtained with the modern equipments using the current technologies within the different geological regions of Ukraine. The processing of the experimental data by several commonly accepted in the geoelectric science environment software services were carried out and the transmission operators of magnetotelluric and magnetovariational fields in a wide range of periods were analyzed on a qualitative and quantitative level.

Various three-dimensional models with the use of the modern field data were built regional (the eastern part of the Ukrainian Shield and the Donbas, the western part of the Ukrainian Shield, the central part of the Ukrainian Shield, which is mainly related to the Kirovograd conductivity anomaly, the Pre-Dobrudja and the North Dobrudja, the Black Sea-Crimean region), detailed (the Kirovograd ore field, Golovanivsk suture zone) and local ones - the unique metabasite formations (Tarasovka and Troyanka structures of the Yatran' Block of Golovanivsk suture zone).

The geoelectric heterogeneities in the Earth's crust and upper mantle of Ukraine were revealed for the first time, they are characterized by the anomalously low and

anomalously high electrical resistivity values. The conductivity zones that reach the surface occur as the structures with the subvertical heterogeneity and assemble the galvanically linked system. It spatially coincides with the deep faults of the different rank that are distinguished according to the geological data. The Earth's crust independently of the geological and tectonic region is characterized by anomalous conductivity layers, the upper edge of which is observed at the different depths from 2 to 20 km with an apparent resistivity up to 100 ohm·m. The geoelectrical heterogeneity of the upper mantle was revealed in the Pre-Dobrudja and Crimean-Black Sea regions, and only fragmentarily under the Ukrainian shield, the Pripyat depression, and the Dnipro-Donets basin.

In the studies, 1D inversion was performed using the Niblett transformation and Parker and OCCAM inversions of the experimental deep magnetotelluric soundings carried out in various geological regions. Under the northwestern part of the Ukrainian Shield, the deep geoelectrical section of the mantle corresponds to the "normal" ρ distribution, while almost all the Pridniprovsky and the eastern part of the Ingulsky (in the area of the Novoukrainsky and Korsun-Novomirgorod massives) of megablocks are characterized by the values of 2–5 times higher. On the northern side of the Belgorod-Sumy megablock of the Dnipro-Donets Basin, the northern slope of the Buzsko-Rosinsky megablock, the southwestern part of the Kirovograd megablock, the northwestern part of the Black Sea shelf the deep section is characterized by the series of conductive layers both in the Earth's crust and mantle.

In the Ingul megablock, the conductivity anomalies in the Earth's crust which spatially coincide with the deep fault zones were identified. They are up to 2,5 km the sub-vertical structures, and deeper (3–30 km) – mostly the sub-horizontal layers. It is shown that within the megablock there is observed an inhomogeneous Earth's crust as well as an upper mantle in the form of the regional conductivity anomalies from the west of the Chernivtsi-Korosten' anomaly and from the east of the Kirovograd anomaly.

According to the geoelectrical study results, we can talk about the unlikely existence of the high conductivity in the narrow northern part of the Golovanivsk suture zone – Yadviv-Traktemiriv zone, which can confirm the I.B. Shcherbakov's hypothesis

that the Yadliv-Traktemiriv zone is the plate placed in the limited interblock space under compression conditions. In such geodynamic conditions, the conductivity anomaly formation is unlikely.

The results of the three-dimensional modeling of the Tarasivskiy and Troyankivskiy Metabasite Massives of the Yatran' block of the Golovanivsk suture zone showed that these structures in the geological boundaries do not manifested in the anomalous conductivity. But the fault zones, that outlines and crosses them, are complex anomalous objects both in ground plan and depth. In geoelectrical terms, the current structures of two massives are significantly different. So Tarasivskiy massive is sublatitudinally crossed by high conductivity zones with different resistivity (ρ), allocated at three depth levels: 0–100 m ($\rho = 10\text{--}250 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$); 2–7 and 7–10 km ($\rho = 10\text{--}250 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$). While anomalous objects of the Troyankivskiy massive extend from north-west to south-east with a change of direction to sublatitudinal in the eastern part of the area. The conductivity structures of the Troyankivskiy massive are allocated at four depth levels: 0–100 and 150–200 m ($\rho = 5\text{--}100 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$); 2–4 and 4–10 km ($\rho = 50\text{--}250 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$). The unifying feature of the two structures is the manifestation of low values of ρ from 5 to 100 $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ precisely in their geological boundaries. The high electrical conductivity can be explained by the special composition of the Earth's crust (graphitization, sulfidization, etc.) or fluidization of various origins. Increasingly, according to the latest data, the nature of the anomalies is considered as the result of the joint influence of the electron and ion types of electrical conductivity.

The experimental magnetotelluric/magnetovariational data qualitative interpretation allowed to clarify the perspective area for hydrocarbons in the southern slope region, which outlines the central part of the Dnipro-Donets Basin between the settlements of Khorol and Reshetilivka. The new experimental data allowed to confirm and detail the previously selected prospective oil and gas areas – Glydintsevskaya, Pidhorodskaya, Talalayivska and Ninovska, which are in the Dnipro-Donets Basin basement and are accompanied by the conductivity anomalies at the different depth levels. Their subsoil is characterized by the section of the different orientation activated faults, as well as an abnormal power of the Earth's crust/mantle mixture and dispersed

areas in the basement at the depths (3–8 km), Earth's crust (20–30 km) and upper mantle.

According to the magnetotelluric/magnetovariational experimental investigation results, the 3D depth model that shows the heterogeneous distribution of the resistivity of the Pre-Dobrudja depression, Northern Dobrudja and the northwestern part of the Black Sea shelf was built. The anomalies of high conductivity from the Earth's crust surface to the upper mantle are revealed. The elongated for dozens of kilometers conductors are confined to the deep faults of various ranks and their intersections: Frunze, Sarata, Bolgrad, Cahul-Izmail, Chadyr-Lung and others. The high conductivity layer are in the lower Earth's crust and at the upper mantle top from 110 to 160 km on the southern slope of the depression. The north slope is characterized by the conductivity distribution in the upper mantle the same as the Eastern European platform. The Zmiyinyi island, as well as the Zmiyine and Vylkove uplifts at depths of 20–100 km manifested themselves as a sub-latitudinal conductivity structure occupying an intermediate position between the faults Pechenga-Kamen in the south and Kilia in the north.

According to the 3D geoelectrical modeling of the Crimean-Black Sea region in the Earth's crust and upper mantle, a number of the conductivity structures at various depths from 2,5 to 100 km were identified. In the depths of the Crimean peninsula, the anomaly was found at the depths of 5–10 km ($\rho = 5 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$) extending from the northern part of the Tarkhankut peninsula through the central Crimea to the north-western part of the Kerch peninsula and from the north-west bounded by the margin of the East European platform, and from the south – the deep fault separating the Mountain Crimea and the Scythian plate. In the west, the conductor corresponds to the eastern part of the Novoselovske uplift and the Alminskaya depression. From the north it is limited by the Sivash graben and Balashovskyi ledge, from the west – by the Corsarsko-Feodosian fault. To the east, the resistivity decreasing to 1 ohm·m along the southern part of the Indolo-Kuban depression can be observed, where the conductor at the depths of 2,5–12 km manifested itself, which may continue on the Taman Peninsula. The isometric anomaly at the depths of 30–60 km was found on the south-east of the Kerch

Peninsula ($\rho = 10 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$). The Tarkhankut anomaly (western part of the Karkinitzky-North Crimean depression and Tarkhankut shaft) is manifested at the depths of 60-100 km ($100 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$). The main seismicity (activity up to 5–6 points) of the Crimean-Black Sea region is associated with the seismogenic zone elongated through the continental slope of the Black Sea as the 50-kilometer stretch and partly on the shelf and the southern coast of the Crimea. The zone is expressed by the 3,5–kilometer relief drop from the mountain peaks to the Black Sea abyssal and the nearly 15-kilometer tectonic relief drop on the Cretaceous-Cenozoic sediments.

Further development of the idea of the conductivity anomaly complex nature has been acquired, it may be due to the graphitization and sulfidization of the metasomatism zones along extended fault zones within the Ukrainian Shield and to the regions of the graphitized gneisses and shales. The conductivity anomaly nature, on the one hand, may be due to the increased permeability of the rocks in which the fluid systems develop and fluid migration occurs, which causes the formation of hydrocarbon deposits, on the other hand, is explained by the result of the "hydrocarbon breathing of the Earth". In the geoelectrical heterogeneity projections to the surface, most of the iron ore deposits are predominantly the carbonate-iron-siliceous-metabasite and iron-siliceous formations containing the ore mineralization and hydrocarbons.

The new observations of the Earth's electromagnetic field in the wide period range in the central part of the Carpathians, based on the one-dimensional inversion have allowed to confirm the presence of the Carpathian anomaly and specify the geoelectrical section parameters: in the Earth's crust ($h \approx 10 \text{ km}$, $\rho \approx 50 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$); and mantle ($h \approx 100 \text{ km}$, $\rho \approx 30 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$).

Key words: Earth's crust, mantle, Ukrainian shield, Golovanivsk suture zone, Yadvivo-Trakhtemyrovsk zone, Dnieper-Donetsk basin, Eastern European platform, Scythian plate, 3D geoelectrical model, magnetotelluric sounding, magnetovariational profiling, deep structure, conductivity anomalies, ore minerals, hydrocarbons.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

Монографії:

1. Старостенко, В. И., & Гинтов, О. Б. (Ред.) (2013). *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых*. Киев: РПЦ «Галактика». (Наклад 300 прим.).
2. Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Дудик, А. М., Дудик, К. А., **Кушнир, А. Н.**, ... Агаркова, Н. Г. (2016). *Геоэлектрические и геохимические исследования при прогнозировании углеводородов в Украине*. Киев: ЦП «Компринт». (Наклад 300 прим.).
3. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. Н.** (2018). *Голованевская шовная зона (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые)*. LAP LAMBERT Academic Publishing. (електронне видання).
4. **Кушнир, А. Н.**, & Бурахович, Т. К. (2019). *Электропроводность сейсмоактивных регионов Украины*. LAP LAMBERT Academic Publishing. (електронне видання).

Статті в наукових виданнях:

5. Ширков, Б. І., Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. Н.**, & Зайцев, Г. М. (2013). Аномальна електропровідність земної кори східної частини Приазовського мегаблоку. *Вісник Київського університету. Серія Геологія*, 60, 12—16.
6. Старостенко, В. И., Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. Н.**, Легостаева, О. В., Цветкова, Т. А., Шеремет, Е. М., & Шумлянская, Л. А. (2013). Возможная природа сейсмической активности недр Добруджского прогиба и Северной Добруджи. *Геофизический журнал*, (1), 61—74.
DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116331>

7. **Kushnir, A. N.**, Kulik, S. N., & Burakhovich, T. K. (2013). Seismicity in the Platform Regions of Ukraine in the Zones of Anomalous Electrical Conductivity. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 49(3), 392—401. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1069351313030087> (Web of Science, Scopus)
8. Burakhovich, T. K., **Kushnir, A. N.**, & Tsvetkova, T. A. (2013 a). Recent research of geophysical parameters of the lithosphere of East-European platform. *Геодинаміка*, 2(15), 112-114.
9. Кушнір А.Н., & Ширков Б.И. (2013а). 3D геоелектрическа модель о. Змеиный. *Геодинаміка*, 2(15), 198—200.
10. Бурахович, Т. К., **Кушнір, А. Н.**, Цветкова, Т. А., & Шумлянская, Л. А. (2013а). Комплексна інтерпретація сейсмотомографічних та геоелектричних моделей для оцінки геодинамічних процесів у літосфері Криму. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 13(2), 12—26.
11. **Кушнір, А. Н.**, & Ширков, Б. И. (2013б). Глубинное строение северо-западной части Черноморского шельфа по геоелектрическим данным. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 13(2), 178—190.
12. Бурахович, Т. К., **Кушнір, А. Н.**, & Ширков, Б. И. (2015а). Глибинна будова Інгульського мегаблоку за даними геоелектричних досліджень. *Доповіді НАН України*, (3), 81—86. DOI: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2015.03.081>
13. **Кушнір, А. Н.** (2015). Синхронні магніотеллуричні та магнітоваріаційні зондування північної частини Дніпровсько-Донецької западини. *Доповіді НАН України*, (5), 96—102. DOI: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2015.05.096>
14. Ширков, Б. И., Гішук, О. В., & **Кушнір, А. Н.** (2015а). Геоелектричні дослідження Белгородсько-Сумського мегаблоку північного борту Дніпровсько-Донецької западини. *Геофизический журнал*, 37(5), 176—182. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111163> (Web of Science)
15. Burakhovich, T. K., **Kushnir, A. N.**, Nikolaev, I. Yu., & Shirkov, B. I. (2015). The 3D geoelectrical model of Earth crust and the upper mantle of the Dobrudzha region. *Геодинаміка*, 18(1), 55—62. (Copernicus)

16. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. М.**, Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., & Ширков, Б. И. (2016а). Результаты экспериментальных электромагнитных исследований Крымского региона. *Геофизический журнал*, 38(2), 57—78. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i2.2016.107765> (Web of Science)
17. **Кушнир, А. Н.**, & Бурахович, Т. К. (2016). Результаты электромагнитных исследований Брагинско-Лоевского выступа и Черниговского блока ДДВ. *Геофизический журнал*, 38(3), 128—137. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107785> (Web of Science).
18. Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. М.**, Николаев, И. Ю., & Шеремет, Е. М. (2016). Прогнозирование проявлений полезных ископаемых на основе МТ/МВ методов в центральной части Украинского щита. *Вопросы естествознания*, 3(11), 146—151.
19. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. М.**, Николаев, И. Ю., Цветкова, Т. А., & Ширков, Б. И. (2016б). Комплексная интерпретация сейсмотомографических и геоэлектрических моделей для оценки геодинамических процессов в литосфере Крыма. *Вопросы естествознания*, 3(11), 40—44.
20. Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., & **Кушнир, А. Н.** (2017). Трехмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофизический журнал*, 39(1), 41—60. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.94010> (Web of Science, Copernicus).
21. **Кушнир, А. Н.**, Бурахович, Т. К., Ширков, Б. И., & Джаошвили, В. Б. (2017). Электромагнитные исследования северного склона центральной части Украинского щита. *Доповіді НАН України*, (10), 60—69. DOI: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.10.060>
22. Бурахович, Т. К., Іл'єнко, В. А., **Кушнір, А. М.**, & Ширков, Б. І. (2018). Тривимірна глибинна геоелектрична модель Тарасівської структури Голованівської шовної зони. *Геофизический журнал*, 40(2), 108—122. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128934> (Web of Science, Copernicus).

23. Бурахович, Т. К., **Кушнір, А. Н.**, & Ильенко, В. А. (2018). Геоэлектрические исследования нефтегазоносного района южного борта центральной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*, 40(5), 172—190. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147479> (Web of Science, Copernicus).
24. Николаев, И. Ю., **Кушнір, А. М.**, Ильенко, В. А., & Николаев, Ю. И. (2019). Электромагнитні дослідження західної частини Українського щита *Геофизический журнал*, 41(3), 120—133. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172433> (Web of Science, Copernicus).

Тези доповідей і матеріали конференцій:

25. Shyrkov, V. I. & **Kushnir, A. M.** (2014). Processing of results of MT and MB of research on pr. "Pervomaysk": *13th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*. Kiev. DOI: 10.3997/2214-4609.20140430 (Scopus).
26. Бурахович, Т. К., **Кушнір, А. М.**, Николаев, И. Ю., Цветкова, Т. А., & Ширков, Б. И. (2015б). Комплексная интерпретация сейсмотомографических и геоэлектрических моделей для оценки геодинамических процессов в литосфере Крыма: *VII Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна (ЭМЗ-2015)* [Электронное издание]. Иркутск: ИРНИТУ. Режим доступа: http://conf.nsc.ru/ems2015/ru/ems2015_doklady.
27. Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., **Кушнір, А. М.**, & Николаев, И. Ю. (2015б). Глубинное строение Ингульского мегаблока по данным геоэлектрических исследований: *VII Всероссийская школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли имени М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна (ЭМЗ-2015)* [Электронное издание]. Иркутск: ИРНИТУ. Режим доступа: http://conf.nsc.ru/ems2015/ru/ems2015_doklady.

28. Бурахович, Т. К., **Кушнір, А. Н.**, Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., & Ширков, Б. И. (2016в). Геоэлектрические исследования при прогнозировании рудопроявлений полезных ископаемых на Украинском щите: *Международная научно-практическая конференция «Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: материалы», посвященной 100-летию Пермского университета, 85-летию геологического факультета, 65-летию спец. «Геофизика», 90-летию со дня рождения проф. Б. К. Матвеева.* Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т. С. 74—78.
29. Бурахович, Т., Гіщук, О., **Кушнір, А.**, Ніколаєв, І., & Ширков, Б. (2016г). Електричні властивості порід мантії за даними глибинного магнітотелуричного зондування: *VI Міжнародна наукова конференція «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», присвячена 25-річчю Карпатського відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України та 85-річчю професора Ярослава Сапужака, першого керівника КВ ІГФ НАН України.* Львів: СПОЛОМ. С. 41—43.
30. Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., & **Кушнір, А. Н.** (2017). Электропроводность как проявление геодинамических процессов в Голованевской шовной зоне: *Конференции с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья».* Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 267—275.
<http://igkrc.ru/geoladoga2017/tmp/Geoladoga2017.pdf>
31. **Кушнір, А. М.** & Ширков, Б.І. (2014). Обробка даних МТЗ і МВП по профілю «Первомайський»: *XIII Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти».* Київ. (Scopus)
32. Бурахович, Т. К., & **Кушнір, А. М.** (2015). Розподіл електропровідності в надрах Кримського регіону: *XIV Міжнародна конференція з геоінформатики - Теоретичні та прикладні аспекти.* Київ. DOI: 10.3997/2214-4609.201412352 (Scopus).

33. Ширков, Б. І., **Кушнір, А. М.**, & Усенко, А. П. (2015б). Обробка МТ/МВ даних по профілю Довжанка-Бузьке: *XIV-а Міжнародна конференція з геоінформатики - Теоретичні та прикладні аспекти*. Київ. DOI: 10.3997/2214-4609.201412360 (Scopus).
34. Burahovich T., & **Kushnir A.** (2016). Results of experimental electromagnetic studies of the Crimean region: *XVth International Conference on Geoinformatics. Theoretical and Applied Aspects*. Kiev. DOI: 10.3997/2214-4609.201600475 (Scopus).
35. Burakhovych, T. K., **Kushnir, A. M.**, Ilyenko, V. A., & Shyrkov, B. I. (2018). Geoelectric researches of the Tarasivka structure of the Golovanivsk suture zone: *17th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*. Kiev. DOI: 10.3997/2214-4609.201801779 (Scopus).
36. **Kushnir, A. M.**, Burakhovych, T. K., Shyrkov, B. I., & Ilyenko, V. A. (2019). Deep Geoelectrical Researches of the Tarasivskiy and Troyankivskiy Metabasite Massives of Golovanivsk Suture Zone: *18th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*. Kiev. DOI: 10.3997/2214-4609.201902089 (Scopus).

ЗМІСТ

Перелік умовних скорочень і символів	21
ВСТУП	22
РОЗДІЛ 1 ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ НЕОДНОРІДНОСТІ ЗЕМНОЇ КОРИ І ВЕРХНЬОЇ МАНТІЇ	31
1.1. Регіональні геоелектричні неоднорідності кори і верхньої мантії Землі.	31
1.2. Огляд глибинної будови земної кори та верхньої мантії України за даними природного електромагнітного поля Землі	44
1.3. Електропровідність гірських порід земної кори і верхньої мантії.	53
Висновки до розділу 1	70
Перелік використаних джерел до розділу 1	71
РОЗДІЛ 2 ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ В УКРАЇНІ	83
2.1. Фізико-математичні основи електромагнітних методів	84
2.2. Технологія реєстрації електромагнітних полів	90
2.2.1. Методи обробки експериментальних МТ/МВ спостережень	92
2.3. Сучасні експериментальні магнітотелуричні та магнітоваріаційні дослідження території України	95
2.4. Геоелектричні властивості порід земної кори та верхньої мантії за результатами 1D інверсії кривих ГМТЗ.	96
2.5. Методика тривимірного моделювання електромагнітних полів	105
Висновки до розділу 2	111
Перелік використаних джерел до розділу 2	112
РОЗДІЛ 3 ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ НЕОДНОРІДНОСТІ УЩ ТА ЙОГО СХИЛІВ	119
3.1. Глибинна геоелектрична будова УЩ за результатами 3D моделювання	119
3.2. Перспективи геоелектричних досліджень шовних зон УЩ для пошуку рудопроявів корисних копалин	125
3.3. Аномальна електропровідність земної кори східної частини Приазовського мегаблоку	129
3.4. Сучасні експериментальні дослідження Голованівсько- Ядліво-Трахтемирівської шовної зони УЩ	136

3.4.1. Синхронні МТ/МВ зондування північного схилу центральної частини УЩ (північне продовження ГШЗ – Ядліво-Трахтемирівської зони)	141
3.4.2. Глибинні геоелектричні дослідження Тарасівського та Троянківського метабазитових масивів ГШЗ	151
3.5. Глибинна будова центральної частини УЩ за результатами 3D моделювання	160
3.5.1. Глибинна будова ГШЗ за даними геоелектричних досліджень	168
3.5.2. Тривимірна глибинна геоелектрична модель Тарасівської структури ГШЗ	174
3.5.3. Тривимірна глибинна геоелектрична модель Троянківської структури ГШЗ	181
3.6. Геолого-структурні особливості планшету Тарасівського та Троянківського метабазитових масивів	188
3.7. Електропровідність як прояв геодинамічних процесів у ГШЗ	218
Висновки до розділу 3	225
Перелік використаних джерел до розділу 3	230

РОЗДІЛ 4 ЕЛЕКТРОПРОВІДНІСТЬ ПРИП'ЯТСЬКОГО ПРОГИНУ, ДДЗ ТА ДОНБАСУ

4.1. Експериментальні геоелектричні дослідження ДДЗ та її схилів при прогнозуванні вуглеводнів	242
4.2. Електропровідність Брагінсько-Лоевського виступу і Чернігівського блока ДДЗ	247
4.3. Електропровідність північного борту Белгородсько-Сумського мегаблоку	256
4.4. Електропровідність нафтогазоносного району південного борта центральної частини Дніпровсько-Донецької западини	264
Висновки до розділу 4	279
Перелік використаних джерел до розділу 4	285

РОЗДІЛ 5. ГЛИБИННА ГЕОЕЛЕКТРИЧНА БУДОВА ПІВНІЧНОЇ ДОБРУДЖІ ТА ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО ПРОГИНУ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ 3D МОДЕЛЮВАННЯ

5.1. Геоелектричні дослідження північної Добруджі та Переддобрудзького прогину	292
--	-----

5.1.1. Сучасні експериментальні МТ/МВ зондування Північної Добруджі та Переддобрудзького прогину	296
5.1.2. Глибинні МТ/МВ зондування о. Зміїний	301
5.2. Тривимірна глибинна геоелектрична модель Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину	308
5.2.1. Тривимірна геоелектрична модель північно-західної частини Чорноморського шельфу та о. Зміїний	318
5.3. Зв'язок аномалій електропровідності Північної Добруджі та Переддобрудзького прогину з геодинамічними процесами регіону	319
5.4. Уявлення про можливу природу електропровідності регіону	320
Висновки до розділу 5	322
Перелік використаних джерел до розділу 5	323
РОЗДІЛ 6. ГЛИБИННА ГЕОЕЛЕКТРИЧНА БУДОВА КРИМСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ	328
6.1. Глибинна будова тектоносфери Криму за даними попередніх геоелектричних досліджень	329
6.2. Сучасні експериментальні геоелектричні дослідження Кіммерійських утворень Криму	331
6.2.1. Аналіз результатів експериментальних досліджень Тарханкутського півострову, Новоселівського підняття та Сиваської западини	333
6.2.2. Експериментальні геоелектричні дослідження Керченського півострова	346
6.3. Електропровідність Кримського регіону	354
6.4. Глибинна будова Кримського регіону за результатами 3D моделювання	363
Висновки до розділу 6	388
Перелік використаних джерел до розділу 6	391
ВИСНОВКИ	397
Додаток 1	403

Перелік умовних позначень, символів, одиниць, скорочень і термінів:

- ЗР – зона розломів;
- МВП – магнітоваріаційне профілювання;
- МТЗ – магнітотелуричне зондування;
- ГМТЗ – глибинне магнітотелуричне зондування;
- АМТЗ – аудімагнітотелуричне зондування;
- ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування;
- М – границя Мохоровичича;
- МТ/МВ методи – магнітотелуричні і магнітоваріаційні методи;
- Пр. – профіль;
- СЄП – Східноєвропейська платформа;
- УЩ – Український кристалічний щит;
- ВПП – Волино-Подільська плита;
- ДДВ – Дніпровсько-Донецька западина;
- ГШЗ – Голованівська шовна зона;
- ЯТЗ – Ядліво-Трахтемирівська зона;
- СП – Скіфська плита;
- S – сумарна поздовжня провідність
- S_{oc} – сумарна поздовжня провідність поверхневих відкладів
- 3D – тривимірна модель;
- 2D – двовимірна модель;
- ρ – питомий електричний опір;
- $\rho_{п}$ – позірний електричний опір;
- ρ_{xy} і ρ_{yx} – криві позірного питомого електричного опору МТЗ за напрямками вимірювальних ліній сх-зх і пв-пд.

ВСТУП

Актуальність теми. Вивчення земних надр геолого-геофізичними методами дає основу для з'ясування фундаментальних питань флюїдного режиму та дегазації Землі. Насамперед вони стосуються розуміння формування та проникнення у земну кору глибинних високотемпературних флюїдів – важливого джерела для всіх наступних процесів формування вуглець-, сульфід- і залізовмісних метасоматитів, а також утворення рудних і нафтогазових родовищ. Флюїди проникають крізь літосферу по дренажним глибинним зонам високої проникності, які часто відповідають глибинним розломам.

Дослідження показують, що області зчленування різного типу тектонічних плит (океанських і континентальних, або внутрішньоконтинентальних) характеризуються електропровідними структурами. Природа таких глибинних регіональних аномалій не обов'язково пояснюється частковим плавленням, вони можуть бути результатом транспортування флюїдів і, відповідно, рудних компонентів з кори і мантії при тектономагматичній активізації. Водень і вуглець в земній корі та верхній мантії можуть переміщатися в зонах контакту різновікових геологічних утворень, спричиняючи у такий спосіб збільшення електропровідності, що дозволяє прогнозувати перспективні площі на виявлення корисних копалин.

На сьогодні цією проблемою займаються чисельні наукові колективи різних країн. Области зчленування тектонічних плит різного віку вивчаються експериментально в рамках площадних магнітотелуричних та магнітоваріаційних методів. Вже виявлено мантійні аномалії електропровідності у Тибеті, між Індійською та Євразійською плитами, в Північній та Південній Америці, Австралії. У Східній Європі такою структурою є Кіровоградська аномалія електропровідності, що простягається від Чорного моря до Ладозького озера (від Скіфської плити (СП) через Східноєвропейську платформу (СЄП) до Балтійського щита).

Геоелектрика – один з основних методів геофізики, широко застосований по всьому світу для вирішення різноманітних геологічних задач, цьому в чималому

ступені сприяє задовільна розробленість його теорії. Електромагнітні поля, індуковані в Землі джерелами іоносферно-магнітосферного походження, дають змогу оцінити глибинну геологічну будову земних надр, а також перебіг геодинамічних процесів.

Ще у 80-х роках ХХ ст. в дослідженнях В.В. Гордієнка, С.М. Куліка, І.М. Логвінова та інших дослідників використовувались дані глибинних магнітотелуричних зондувань (МТЗ), зареєстровані на території Волино-Подільської плити (ВПП), для побудови нормальної кривої Українського шита (УЩ), оскільки передбачалася відсутність істотних глибинних горизонтальних неоднорідностей електропровідності. А вже на початку ХХІ ст. був накопичений великий обсяг експериментальних робіт (роботи А.І. Інгерова, І.І. Рокитянського, В.І. Трегубенка) та з'явилися нові методи розв'язання прямих і обернених задач для складних середовищ. Сьогодні для побудови глибинних геоелектричних моделей та виявлення геоелектричних неоднорідностей земної кори і верхньої мантиї використовуються переважно методи тривимірної інтерпретації за допомогою вирішення прямої (моделювання) і оберненої (інверсія) задач геофізики.

Наявність геоелектричних неоднорідностей свідчить про певні види мінералів, графітизацію, дегідратацію, часткове плавлення гірських порід, інтенсивне тектонічне переміщення блоків та термобаричні умови, що супроводжують цей процес, розвиток тріщинуватих зон, які нерідко сприяють виділенню сейсмічної енергії тощо. Зрозуміло, що вивчення розподілу глибинної електропровідності, геоелектричних неоднорідностей земної кори і верхньої мантиї території України є актуальною задачею на сьогоднішній день і відкриває нові можливості тектонічних і мінералогічних досліджень.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційну роботу виконано під час навчання у докторантурі Інституту геофізики імені С.І. Субботіна НАН України у відділі глибинних процесів Землі і гравіметрії. Результати отримано при виконанні держбюджетних тем Інституту: «Глибинна будова та геодинамічний розвиток Інгульського мегаблоку

Українського щита у зв'язку з пошуками стратегічних видів корисних копалин» (2013–2015 рр., 0113U002502); «Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України» (2014–2018 рр., 0114U000231); «Розвиток методів вивчення сейсмічності території України та оцінки параметрів сейсмічної небезпеки майданчиків важливих і екологічно небезпечних об'єктів» (2016–2020 рр. 0116U000130); «Комплексне геофізичне дослідження літосфери України (від моделей до процесів формування родовищ корисних копалин)» (2016–2020 рр., 0116U000131); «Роль мантийних процесів у формуванні структури земної кори і родовищ корисних копалин в Україні» (2017–2021 рр., 0117U000373); «Розробка методики тривимірного геолого-геофізичного моделювання перспективних локальних геологічних структур Побузького гірськорудного району з метою побудови їх детальних геологічних карт» (2018–2019 рр., 0118U001917); «Геологічна будова Побузького гірськорудного району за сучасними геодезичними і геологічними даними та оцінка його перспектив на корисні копалини» (2016–2020 рр., 0116U006203); грант молодих вчених ФФД України «Розробка перспективних технологій для пошуку рудопроявів корисних копалин» (2018 р., 0118U001915); списку використаних джерел та 1 доробку.

Мета і завдання дослідження полягають у виявленні геоелектричних неоднорідностей земної кори і верхньої мантиї різних геологічних структур України на основі побудови тривимірних моделей розподілу електричного опору за експериментальними даними МТЗ і магнітоваріаційного профілювання (МВП); пояснення природи аномалій високої електропровідності на основі комплексного аналізу геолого-геоелектричних даних та їх вивчення як одного з факторів прояву геодинамічних процесів для пошуку перспективних на корисні копалини структур.

Для досягнення цієї мети були вирішені такі завдання:

- збір та узагальнення геолого-геоелектричних даних, проведення експериментальних досліджень за допомогою сучасного обладнання та з використанням передових технологій спостережень;

- вивчення основних особливостей та інтерпретація магнітотелуричних і магнітоваріаційних функцій відгуку, які отримано за допомогою різних підходів до обробки експериментальних даних;
- побудова тривимірних моделей розподілу електричного опору земної кори і верхньої мантії та виявлення геоелектричних неоднорідностей різних геологічних регіонів території України;
- аналіз геолого-геофізичних чинників, що впливають на високу електропровідність гірських порід, та вибір найімовірніших причин утворення геоелектричних неоднорідностей земної кори і верхньої мантії України;
- встановлення зв'язку аномалій високої електропровідності України зі структурними особливостями регіонів, різними геодинамічними обстановками і можливими проявами корисних копалин.

Об'єкт дослідження – земна кора та верхня мантія різновікових геологічних структур України і прилеглих до неї територій.

Предмет дослідження – геоелектричні неоднорідності структур, їх зв'язок з геодинамічним розвитком та нафто-, газо-, рудопроявами корисних копалин.

Методи дослідження включають загальні підходи до збору, аналізу, систематизації та обробки даних; аналіз та узагальнення наявної геолого-геофізичної інформації про будову різновікових структур України; геофізичний експеримент у вигляді досліджень природного низькочастотного електромагнітного поля Землі за допомогою сучасної цифрової апаратури з використанням передових методик реєстрації; методи обробки на основі аналізу Фур'є і робастні способи лінійного оцінювання у частотній області як одноточково, так і багатоточково (для синхронних записів) за допомогою сучасних програмних комплексів; тривимірне геоелектричне моделювання геологічного середовища шляхом кінцево-різницевого вирішення системи рівнянь Максвелла в інтегральній формі за допомогою програми Mtd3fwd R. Mackie.

Наукова новизна одержаних результатів.

1. Отримано нові експериментальні дані методами МТЗ і МВП за допомогою сучасного обладнання з використанням передових технологій спостережень у межах різних геологічних регіонів України. Проведено обробку експериментальних даних та аналіз передавальних операторів МТ- і МВ-поля.

2. Вперше побудовано, розраховано та проаналізовано тривимірні моделі розподілу електричного опору земної кори і верхньої мантії: локальні – базит-метабазитових утворень (Тарасівський та Троянківський масиви) Ятранського блока Голованівської шовної зони (ГШЗ); регіональні – центральної частини УЩ (Інгульський мегаблок, ГШЗ та Інгулецько-Криворізька шовна зона (ІКШЗ)), Північної Добруджі та Переддобрудзького прогину, Кримсько-Чорноморського регіону.

3. Вперше на основі експериментальних досліджень виявлено геоелектричні неоднорідності в земній корі та верхній мантії України, які характеризуються аномально низькими та аномально високими значеннями електричного опору. Зони високої електропровідності, що виходять на поверхню, вирізняються субвертикальною неоднорідністю та утворюють гальванічно пов'язану систему. Вона просторово корелює з глибинними розломами різного рангу, виділеними за геологічними даними. Земна кора незалежно від геолого-тектонічного регіону характеризується аномально провідними шарами, верхня кромка яких спостерігається на різних глибинах від 2 до 20 км з питомим електричним опором до 100 Ом·м. Геоелектричну неоднорідність верхньої мантії зафіксовано у Переддобрудзькому та Кримсько-Чорноморському регіонах і фрагментарно під УЩ, Прип'ятським прогином та Дніпровсько-Донецькою западиною (ДДЗ).

4. Нові експериментальні дані підтвердили і дали змогу деталізувати раніше виділені перспективні нафтогазоносні площі – Глидинцівську, Підгородську, Талалаївську та Никонівську, що знаходяться у фундаменті ДДЗ та супроводжуються аномаліями електропровідності на різних глибинних рівнях. Їх надра характеризуються перетином активізованих розломів різної орієнтації, а також аномальною потужністю коромантійної суміші і розущільнених областей

на поверхні фундаменту (3–8 км), в земній корі (20–30 км) та у верхах верхньої мантії.

5. Дістали подальшого розвитку уявлення про комплексну природу аномалій електропровідності, яка може бути зумовлена в межах УЩ графітизацією та сульфідизацією порід в зонах метасоматозу вздовж протяжних зон розломів (ЗР) в межах УЩ та приурочена до областей поширення графітизованих гнейсів і сланців. Природа аномалії електропровідності, з одного боку, може бути пов'язана з підвищеною проникністю порід, в області яких розвиваються флюїдні системи та виникає міграція флюїдів, що спричинює утворення родовищ вуглеводнів, з іншого, пояснюється як наслідок «вуглеводневого дихання Землі». В межах проєкцій на земну поверхню геоелектричних неоднорідностей розташовується більшість залізрудних родовищ переважно карбонатно-залізисто-кремнисто-метабазитової і залізисто-кремнистої формацій, що містять прояви рудної мінералізації та вуглеводнів.

Практичне значення одержаних результатів. Отримані дані щодо розподілу геоелектричних неоднорідностей земної кори та мантії по вертикалі і латералі практично можуть бути використані для побудови моделей глибинних геологічних і геотектонічних процесів, які відбувались або відбуваються, з метою прогнозування рудо- та вуглеводнених проявів родовищ корисних копалин.

Геоелектричні моделі земної кори та верхньої мантії, а також отримані висновки щодо природи провідників у корі та верхній мантії мають бути безпосередньо використані для побудови прогнозних металогенічних карт і схем сейсмічної безпеки території України.

Окремі розділи дисертаційної роботи використовуються в учбовому процесі ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Науково-практичні розробки дисертанта застосовуються в дослідженнях Інституту геофізики імені С.І. Субботіна та інших установах НАН України.

Особистий внесок здобувача в основні роботи, виконані в співавторстві, визначається наступним чином. Стаття [Ширков та ін., 2013; Кушнір и др., 2017;

Бурахович и др., 2018] – збір, систематизація та інтерпретація польових геоелектричних даних, побудова та аналіз профільних графіків позірною питомого опору, індукційних та інших геоелектричних параметрів для різних періодів геомагнітних варіацій, обговорення висновків. Статті [Старостенко и др., 2013; Кушнір, Ширков, 2013а, б; Burakhovych et al., 2015] – участь у постановці задачі, проведення та обробка нових експериментальних досліджень, побудова, розрахунок та аналіз тривимірної геоелектричної моделі, аналіз сейсмічності регіону, пояснення природи аномалій високої електропровідності на основі комплексної геолого-геофізичної інформації, обговорення висновків. Стаття [Бурахович та ін., 2015] – постановка задачі, побудова та аналіз на різних глибоких рівнях моделі району Інгульського мегаблока, визначення приуроченості аномалій електропровідності до певних тектонічних одиниць та підготовка висновків. Статті [Бурахович и др., 2013а, 2016а, 2016б, 2016г] – участь у постановці задачі, проведення спеціальних електромагнітних досліджень та їх обробка, інтерпретація псевдорозрізів геоелектричних параметрів по профілям та аналіз просторового розподілу функцій відгуку, комплексна інтерпретація геофізичних моделей та пояснення геодинамічних проявів регіону, обговорення висновків. Статті [Ширков та ін., 2015; Кушнір, Бурахович, 2016] – постановка задачі, експериментальні дослідження та їх обробка, геолого-геоелектричний огляд результатів попередніх досліджень, виявлення аномалій високої електропровідності на основі якісної інтерпретації, висновки. Монографія [Бурахович, Кушнір, 2018] та статті [Кушнір, Ширков, 2013а, б; Бурахович та ін., 2018; Ширков и др., 2016, 2017] – постановка задачі, проведення експериментальних досліджень, їх обробка та інтерпретація, аналіз тривимірної геоелектричної моделі, пояснення природи аномалій електропровідності та прогнозування проявів корисних копалин із застосування геолого-геофізичної інформації, обговорення висновків. Статті [Николаєв та ін., 2019] – участь у постановці задачі, проведенні польових геоелектричних досліджень, їх обробці та якісній інтерпретації. Монографія [Кушнір, Бурахович, 2019] та статті [Kushnir et al., 2013; Burakhovich et al., 2013а] – постановка задачі, збір та систематизація

сейсмічних подій, аналіз глибинних неоднорідностей за даними тривимірних геоелектричних моделей, проведення комплексної геолого-геофізичної інтерпретації, пояснення природи аномальної електропровідності як одного з проявів геодинамічного розвитку регіонів, обговорення висновків. Монографія [Шеремет и др., 2016] розділи 2.4, 2.5, С. 97–118; 4, С. 128–191; 5.3, 5.4, С. 199–257 – участь у постановці задачі, проведенні польових геоелектричних досліджень, їх обробці та якісній інтерпретації, побудові, розрахунку та аналізі тривимірних геоелектричних моделей, визначенні генезису глибинної електропровідності та перспективних для подальшого вивчення проявів вуглеводів. Монографія [Старостенко, Гинтов, 2013] – розділ 3.7, С. 159–169.

Апробація результатів дисертації. Основні положення дослідження доповідались на таких наукових конференціях: «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» (Київ, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019); 10th, 12th International Conference “PROBLEMS OF GEOCOSMOS” (St. Petersburg, Petrodvorets, 2014, 2018); Міжнародній науковій конференції «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища» (Львів, 2013, 2016); 42-й сесії Міжнародного семінару імені Д.Г. Успенського, (Перм, 2015); IV Міжнародній науково-технічній конференції «Гірнична геологія, геомеханіка і маркшейдерія» (Донецьк, 2013); VI, VII Всеросійській школі-семінарі з електромагнітних зондувань Землі імені М.М. Бердичевського і Л.Л. Ваньяна (2013, 2015); Третій міжнародній конференції «Актуальні проблеми геосередовища і зондуючих систем» (Київ, 2017); VIII Всеукраїнській молодіжній науковій конференції «Ідеї та новації в системі наук про Землю» (Київ, 2019). У повному обсязі робота доповідалась на розширених засіданнях та семінарах Інституту геофізики імені С.І. Субботіна НАН України.

Публікації. Основні наукові результати та висновки, викладені у дисертаційній роботі, одержані автором особисто або у співавторстві та опубліковані у журналах, які входять до затвердженого МОН переліку наукових фахових видань України з наук про Землю, або іноземних виданнях. За темою дисертації опубліковано 36 наукових праць: статей – 20 (10 входять до

міжнародних наукометричних баз: Scopus – 1, Web of Science – 8, Index Copernicus – 5, РИНЦ – 1), з них 4 – монографії (2 – друковані видання накладом 300 примірників, 2 – в електронному вигляді в мережі Інтернет у форматі, не призначеному для редагування, з платним доступом) та 12 тез доповідей на міжнародних наукових конференціях і симпозіумах.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота викладена на 409 сторінках машинописного тексту, складається зі вступу, 6 розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 1 додатку. Обсяг основного тексту дисертації складає 285 сторінок друкованого тексту. Робота ілюстрована 118 рисунками та 1 таблицею. Список використаних джерел містить 333 найменувань.

Подяки. Автор висловлює глибоку подяку науковому консультанту, співавтору і наставнику д-ру геол. наук Т.К. Бурахович за постійну всебічну підтримку, цінні поради та багаторазові корисні обговорення. Автор щиро вдячний Б.І. Ширкову, В.А. Іл'єнку та І.Ю. Ніколаєву за спільну роботу при проведенні експериментальних досліджень, цінні поради, обговорення та дружню підтримку.

Автор висловлює подяку академіку НАН України В.І. Старостенку за надану можливість проведення наукових досліджень на базі Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України та підтримку в їх організації.

РОЗДІЛ I

ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ НЕОДНОРІДНОСТІ ЗЕМНОЇ КОРИ І ВЕРХНЬОЇ МАНТІЇ

Що означає збагнути глибинну будову Землі? Необхідно дізнатися характер перетворення основних характеристик речовини літосфери з глибиною, а саме: зміну структури, енергонасиченість та хімічний склад. Вивчати необхідно речовину, а не різноманіття геофізичних параметрів: швидкість, щільність, електропровідність тощо.

Необхідно зауважити, що значна частина аномалій електропровідності знаходиться на глибинах, недосяжних для буріння. Тому питання про природу переважно вирішується на рівні гіпотез, що спираються на непрямі ознаки та інтуїцію дослідника. Вирішення такої складної проблеми часто зводиться саме до огляду літературних джерел про природу високої електропровідності в надрах Землі та до її тлумачення з точки зору геоелектрики. Даних по цьому питанню багато, але ще більше суперечностей.

1.1. Регіональні геоелектричні неоднорідності кори і верхньої мантії Землі

Глибинні магнітотелуричні і магнітоваріаційні дослідження, проведені у широких масштабах з 1980-х років минулого століття, дозволили виявити геоелектричні неоднорідності на всіх континентах [Kulik, 2004; Жамалетдинов, Кулик, 2012]. У більшості випадків, такі аномалії (рис. 1.1) являють собою витягнуті на багато сотень, іноді тисячі, кілометрів провідники, ширина яких не перевищує 100 км а, глибина залягання покрівлі – 20–30 км. Також висока електропровідність фіксується на глибинах верхньої мантії. Ще однією особливістю є те, що зони високої електропровідності часто супроводжуються родовищами цинку, свинцю, золота та міді (Австралія, Нова Зеландія), алмазів (Африка, Північна Америка).

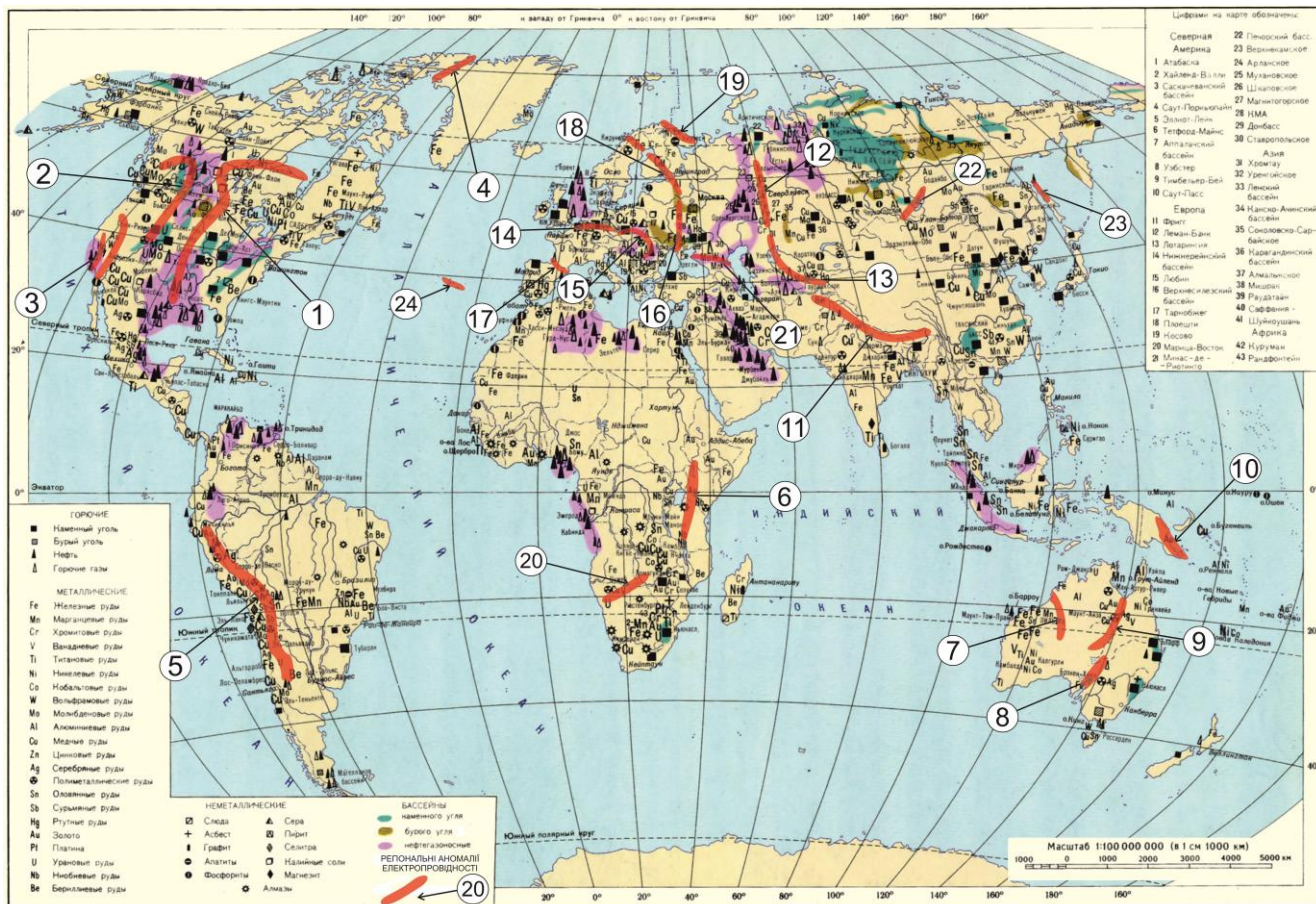


Рис. 1.1. Регіональні аномаліі електропровідності [Жамалетдинов, Кулик, 2012] на тлі крупних провінцій корисних копалин світу (<http://www.grandars.ru>): 1 – Північноамериканська; 2 – Біттеррут – Каскадні гори; 3 – Сьєрра-Невада; 4 – Північногренландська; 5 – Андська; 6 – Кенійська; 7 – Фліндерса; 8 – Південно-Західного Квінсленда; 9 – Карпентарія; 10 – Нова Гвінея; 11 – Трансгімалайська; 12 – Уральська; 13 – Південнотяньшаньська; 14 – Альпійско-Паннонська; 15 – Карпатська; 16 – Кіровоградська; 17 – Піренейська; 18 – Ладозько-Ботнічна; 19 – Полмак – Печенга – Імандра – Варзуга; 20 – Південний Конго-Кратон (Дамарське море); 21 – Кавказька; 22 – Байкальського рифту; 23 – Корякського нагір'я; 24 – Азорських островів.

Найяскравішим проявом геоелектричних неоднорідностей Землі можна вважати аномалію центральних рівнин Північної Америки, що простягається більш як на 2 000 км (південна частина Північноамериканської платформи). Глибина залягання провідника становить 10 км, природа аномалії не встановлена. За однією з гіпотез, вона може бути викликана наявністю графітистих сланців. Не

виключено, що вивчена аномалія контролює край зануреної тектонічної плити [Jones, Craven, 1990]. У північному напрямку вона простягається вздовж регіонального геологічного розлому оголеного Канадського щита в басейн затоки Гудзон, де вивчена в районі на схід від озера Невільничого в межах протерозойських відкладів [Jones et al., 2001].

Ще одна аномалія електропровідності в надрах земної кори заходу США простягається на захід від вищеописаної аномалії Центральних рівнин уздовж хребтів Біттеррут і Восач [Гиллули, 1975]. За даними [Schmucker, 1970], аномалії виявлено на узбережжі Тихого океану в районі долин річок Сакраменто і Сан-Хоакін в ущелині між Береговим хребтом і Сьєрра-Невада, а також під хребтом Сьєрра-Невада, яка виходить до Каліфорнійської затоки.

В роботі [Gupta et al., 1985] показано, що положення мезозойських надвигів на заході штату Невада збігається з аномаліями електропровідності в корі. Вони супроводжуються відкладами міді і молібдену.

У кімберлітовій області Лас Де Грас на північно-західних територіях Канади велику кількість кімберлітових трубок виявлено за допомогою геоелектричних методів, тут мав місце контраст значень щільності σ кімберлітових дайок ($0,02 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$) і вміщуючого середовища ($0,0001 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$) [Smith et al., 1996].

Провінція Слейв в Канаді – природна лабораторія для комплексного вивчення геохімічних, тектонічних і геофізичних даних, для побудови основних літосферних одиниць. Слейв кратон – невелике архейське ядро в межах Північноамериканського щита.

Вивчення Слейв кратону і його контакту з протерозойськими утвореннями, проводились геологічними вишукуваннями, глибинними сейсмічними зондуваннями, електромагнітними та геохімічними методами. Геоелектричні дослідження [Jones et al., 2001; Wu et al., 2002] були проведені в області низьких частот природного електромагнітного поля Землі в інтервалі частот від 10 кГц до 100 Гц (АМТ), 100 Гц – 10^{-3} Гц (МТЗ), $5\cdot 10^{-2}$ Гц – 10^{-4} Гц (ГМТЗ).

У цьому регіоні електромагнітне поле на періоді варіацій 10 000 с відображає глибини 150 – 200 км, середню частину літосфери. Високі значення фази

імпедансу характерні для всього регіону Лас Де Грас. Якісна інтерпретація карт фаз імпедансу дає підставу припустити, що в даній області або збільшена електропровідність в середині верхньої мантії, або виникає підйом підошви літосфери порівняно з прилеглими районами.

У центральній частині кратону відзначено різке зменшення ρ на глибинах від 80 до 100 км ($\rho = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) [Jones et al., 2001; Wu et al., 2002]. Область високої електропровідності простягається від оз. Контуойто до оз. Локхарт. Однак через екрануючий ефект, спричинений областю високої провідності, неможливо отримати значення геоелектричних параметрів нижче зазначених глибин.

Порівняння просторового положення, протяжності і глибини залягання провідника з картою поширення ультрадеплетованого шару гарцбургітів [Griffin et al., 1999] показує, що вони збігаються. Але олівін та гарцбургіт мають високий електричний опір, отже, в цьому інтервалі глибин повинна існувати інша електропровідна фаза, яка призводить до збільшення значень електропровідності.

Як показано вище, існує два домінуючих механізми протікання електричних струмів у середній мантії: іонна провідність, та електронна провідність. До того ж можна зробити припущення про наявність літосферно-астеносферних границь з огляду на існування кімберлітів Лас Де Грас еоценового віку та частково розплавленої фази, яка спричинює зменшення опору. Що є малоімовірним, оскільки це повинно привести до високих значень теплового потоку.

Вільний флюїд – вода, може збільшити електропровідність на глибинах понад 60 км (2 ГПа). Але навряд чи можна очікувати вільний флюїд з урахуванням минулого геологічного часу. Виключаються і мінерали, які містять гідрати, вони не були знайдені в зразках ксенолітів.

При електронному типі електропровідності вуглець може викликати високу провідність. Вище по розрізу рівня стійкості алмаз, вуглець може бути в формі високопровідного графіту, нижче цього рівня вуглець кристалізується, як алмаз.

Вуглець у провінції Лас Де Грас можливо відкладався у формі безперервних плівок завдяки дії тектонічних процесів.

Сульфіди в літосфері досить мобільні і можуть переміщуватись в верх і кристалізуватись на невеликих глибинах, створюючи безперервну мережу в мантії. Розплави сульфідів пояснюють високу електропровідність в Сьєрра-Неваді, але в районі Лас Де Грас їх кількість незначна.

В результаті проведеного огляду можна зробити висновок про те, що вуглець, кисень та меншою мірою сульфіди слугують імовірною причиною збільшення питомої електропровідності на глибинах близько 80 км у верхній мантії Лас Де Грас. Походження всіх трьох джерел високої провідності тісно пов'язане з тектонічними процесами. Просторовий зв'язок електричного провідника і сильно деплетованого шару можна пояснити більш давніми процесами, які не пов'язані з кімберлітами еоценового віку.

Кисень і вуглець можуть переміщуватись і в результаті процесу субдукції. В рамках такої моделі частина океанічної мантії, збагачена водою, винесена і об'єднана з основою вже існуючої літосфери [Griffin et al., 1999]. Потік CO₂ здатний проникати в цю частину мантії та створювати вуглецеві фази у вигляді пов'язаних графітових плівок, які ймовірно, і забезпечують істотне зменшення електричного опору в мантії.

За результатами глибинних магнітотелуричних зондувань поблизу берегової лінії Тихого океану Південної Америки в Андах, включно з високогірним плато Альтіплано, виділено аномалію електропровідності на глибині близько 10 км (див. рис. 1.1). Система розломів Атакан відповідає субдукції океанічної плити Наска під континентальну Південноамериканську. Передбачається, що висока електропровідність викликана флюїдами, які утворилися в результаті метаморфізму в Андах, і частковим плавленням речовини в Альтіплано. Аномалія супроводжується багатим набором металевих рудопроявів та родовищами вуглеводнів [Brasse et al., 2002].

У Східній Африці (див. рис. 1.1) магнітотелуричними і магнітоваріаційними дослідженнями [Sakkas et al., 2002] в земній корі, у районі Кенійського рифту, було виявлено область підвищеної електропровідності з верхньою кромкою на

глибині 25 км. Регіональна аномалія у її східній частині супроводжується проявами кімберлітів, тоді як західна – покладами свинцю, золота, міді та заліза.

За результатами 2D і 3D моделювання даних МТЗ для південного кратону Конго, північна Намібія [Khoza et al., 2013a] виділено три регіони з різним питомим опором літосфери: Панафриканський гранітний плутон, Дамарський пояс, який характеризується провідністю в середній земній корі, та високоомну літосферу південного кратону Конго. Верхня кора Дамарського поясу вирізняється як високоомними, так і провідними структурами та інтерпретується як гранітні інтрузії у Центральну зону, що пов'язані з Панафриканськими магматичними процесами. Провідник від середньої до нижньої кори, за припущенням авторів, пов'язаний з графітовими/сульфідними породами, які утворилися під час зіткнення кратонів Калахарі і Конго. Крутопохила структура на південь (відповідно до лінеаментів Аутсеїб) може бути тією особливістю, яка вирізняє геологічні регіони з різним віком (архейським/протерозойським). Південна гранична зона кратону Конго, де спостерігається аномально підвищена електропровідність, характеризується родовищами свинцю, урану, заліза та рідкоземельних мінералів.

За результатами МТ досліджень було побудовано 3D модель протерозойського орогенного поясу Лімпопо [Khoza et al., 2013 б]. Показано, що земна кора в південній частині у геоелектричному плані відповідає структурі Південної граничної зони і кратону Каапвааль. Існує значний стрибок опору, який проявляється в зоні шириною до 20 км, що просторово корелює з басейном Саутпансберг. Цей басейн утворився всередині Південної граничної зони на південній границі шовної зони Палала і частково виходить за її межі. За результатами побудови 3D моделі виділено басейн, що простягається зі сходу на захід, що підтверджує його субширотну орієнтацію. Ймовірно, ця структура має субвертикальне падіння, оскільки в її межах практично повністю відсутні сейсмічні відбиття. В моделі чітко виділяються обриси плутону Булай. Він складений чарнокітовими комплексами, гранітами та гранодіоритами, що і зумовило його виділення як низькоомної структури. Аномалія електропровідності

в межах Південної граничної зони проявляється на глибині 35 км. Глибину залягання Мохо було оцінено за результатами сейсмічної томографії, відмічено збільшення потужності земної кори під центральною зоною.

Високоомні граніт-зеленокам'яні структури кратону Каапвааль в південній частині моделі відображаються у верхній частині земної кори. Значний стрибок електропровідності в земній корі пов'язаний з аномалією електропровідності, яка відповідає північному крилу Бушвельдського комплексу. Шовна зона Палала характеризується високими значеннями електропровідності. Високоомний комплекс Бейтбрідж у верхній частині земної кори поширюється до глибини 10 км і «підстилається» більш провідними гірськими породами. Враховуючи тектонічні наслідки розташування і геометрії шовної зони Палала, було побудовано кілька попередніх 3D моделей для того, щоб отримати геометричну модель, яка б відповідала спостереженому полю. В модель закладалися різні кути нахилу, глибини кромок провідників і значення питомого опору. Найбільше достовірні параметри провідника з поверхні до глибини 20 км, опором 10 Ом·м, субвертикального падіння на фоні високоомних Центральної зони і кратону Каапвааль (10 000 Ом·м) [Khoza et al., 2013 б].

Електропровідність кратону Каапвааль практично однорідна до глибин більше 100 км, що пов'язано з магматичними інтрузивними гірськими породами Бушвельдського комплексу. За даними попереднього двомірного моделювання, цей комплекс поширюється і на мантіїні глибини (150 км). Система Саннісайд-Палала є вертикально падаючою провідною структурою, лінійною зсувною системою завширшки 40 км, яка відображає межу між Центральною і Південною граничними зонами. Ця область складається з гнейсів і мілонітів [Khoza et al., 2013а], тому спостережена підвищена електропровідність відображає вертикальне і горизонтальне розширення структури. Аналізуючи моделі опору, можна зробити висновок, що це структура шириною близько 50 км являє собою шовну зону фундаменту земної кори. Місця розташування кімберлітових утворень Орапа знаходяться в районі потужної високоомної літосфери.

Положення шовних зон між блоками відіграють значну роль у тектонічній еволюції південної частини Африки. Шовні зони дали можливість для впровадження магми і стали областями локалізованого рифтогенезу [Birt et al., 1997; Khoza et al., 2013a]. Просторова близькість зони Палала та кімберлітів Орапа, Мартінс і Венеція дає можливість припустити, що вони пов'язані: ослаблені зони слугували в якості каналів для висхідної магми, що призвело до впровадження кімберлітового вулканічного матеріалу. Також можна припустити, що кімберліти Орапа утворилися закономірно в межах потужної високоомної кори, що є продовженням кратону Зімбабве [Khoza et al., 2013b]. За даними сейсмічних досліджень ця область характеризується «повільними» земною корою і мантією, що пов'язано з інтрузивними процесами середини протерозою і зіткненням поясів Оква і Магонді [Khoza et al., 2013a], що значно змінило сформовану в археї літосферу.

У Південній Африці [Маснає, 1995] геоелектричні методи використовуються для дослідження і виявлення масивів сульфідів, всередині яких передбачаються кімберлітові утворення, разом з магніторозвідкою, гравірознавкою та методами перехідних процесів. Зазвичай такий комплекс застосовується для пошуків покладів руд, що мають високу електропровідність. У конкретному випадку σ кімберлітів становить $0,08\text{--}0,6 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$, тоді як вмісних сульфідів – $1\text{--}3 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$. На цьому фоні яскраво проявилися високоомні кімберлітові утворення.

Узагальнюючою рисою кімберлітових утворень Південної Африки є високі значення σ на відміну від малих значень питомої електропровідності вмісного середовища $10^{-5} \text{ См}\cdot\text{м}$ [Jansen, Doyle, 1998]. Тоді як в Канаді, в північно-західних територіях кімберліти характеризуються середніми значеннями σ питомої електропровідності в інтервалі від $5\cdot 10^{-3}$ до $10^{-3} \text{ См}\cdot\text{м}$ на фоні $10^{-5} \text{ См}\cdot\text{м}$ [Spratt et al., 2009].

Основні аномалії Австралійської платформи – Карпентарія, Південно-Західного Квінсленду та Фліндерсу (див. рис. 1.1) відповідають континентальному шву та є наслідками геодинамічних процесів при формуванні континенту. Блок Маунт Айза є головним докембрійсько-протерозойським

елементом Австралійської платформи. Цей блок відомий родовищами цинку, свинцю, золота та міді.

За результатами 3D моделювання аномалія Карпентарія проявляється у вигляді широкого провідника, що охоплює сотні кілометрів між приблизно 139° та 144° сх. д., простягаючись з півночі на південь і обмежуючи земну кору [Lilley et al., 2001; Fon Lawrence Teku, 2011]. Також була виявлена бічна гілка аномалії електропровідності Карпентарія підтверджена моделюванням [Chamalaun et al., 1999; Fon Lawrence Teku, 2011], на відстань понад 1 000 км з розворотом індукційних стрілок. Підвищену провідність уздовж Тасманового лініаменту можна пояснити колізійними процесами, що призвели до закриття рифту (границя розпаду Родинії). Висока провідність ($\sigma < 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) вздовж лінії Тасмана переважно виникає за рахунок графіт- і сульфідвмісних метаосадів і базальтових магм, похованих в процесі колізії і, ймовірно, підвищується через наявність високомінералізованих флюїдів, що мігрують в нижній корі і мантії глибинними розломи. Аномалія електропровідності о. Тасманія відома значними родовищами металевих корисних копалин.

У західній Австралії відкрито алмазозносні лампроїтові трубки [Jenke, Cowan, 1994] переважно за результатами магніторозвідки, але для виявлення немагнітних трубок використовувалися методи геоелектрики. Основним методом пошуків було буріння, але якщо буріння не приносило задовільного результату через великі глибини свердловин, з успіхом використовувалися наземні електромагнітні методи. Особливо ефективно у випадку, коли спостерігався різкий контраст в провідності трубок і вмісного середовища ($\sigma = 0,1 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$ та $0,01 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$ відповідно).

Найпротяжнішою структурою Азійського континенту є Трансгімалайська аномалія (див. рис. 1.1), що залягає на глибинах 10–20 км з виходом на поверхню в області Кангмарського куполу. За даними [Chen et al., 1996], область високої електропровідності поширюється за межі рифту Ядонго-Гулу, механізм підвищеної електропровідності пояснюється флюїдною природою.

За даними електромагнітних досліджень уздовж Уральських гір виділено потужну аномалію електропровідності (див. рис. 1.1), що на півдні об'єднується з Південнотяньшаньською. Результати буріння надглибокої Мурунтауської свердловини, показали на глибині 7 км графіти. Утворення регіонального поясу геоелектричних неоднорідностей, простяганням понад 3,5 тис. км, пояснюється цілісним крайовим поясом, що утворився в наслідок колізійних явищ на границі девонського континенту, який насувався на Уральський і Південнотяньшаньський палеоокеани [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Аномалії супроводжуються покладами міді, заліза, молібдену та вуглеводнів.

Кімберлітові утворення в Архангельській області [Махоткин и др., 1997] і в Якутії [Полтарацкая и др., 1984] характеризуються низьким контрастом питомої електропровідності σ в порівнянні з оточуючими породами, що перекривають кімберлітові трубки, та різкою неоднорідністю відкладів.

Прояви кімберлітів Якутської алмазної провінції зазвичай пов'язані з траповими дайками [Сараев и др., 2005]. Однак існують порушення й іншого порядку, які пов'язані з переробкою кімберлітів. Вони характеризуються складними структурами: на глибинах близько 100–200 м це ізольовані порушення, в інтервалі від 200–400 м – суцільні зони тонких тріщин.

За даними аудіомагнітотелуричного зондування (АМТЗ) в області відносно високих частот природного електромагнітного поля виявлено, що верхня частина розрізу представлена породами з ρ порядку 40–500 Ом·м, в інтервалі від 200–250 до 500–600 м – прошарком малих значень (5–20 Ом·м), а глибше 600 м $\rho=30$ –50 Ом·м. У той же час кімберлітвмісті розломи мають високий питомий електричний опір (800–1 000 Ом·м) на глибинах від 50 до 200 м і низький опір (2–6 Ом·м) нижче 500 м. Зверху залягає шар вічної мерзлоти, а глибше розміщується зона брекчій з мінералізованими водами та низькими значеннями ρ . В цьому випадку мінімум фази імпедансу i , відповідно, максимум позірнього опору, який залежить від періоду геомагнітних пульсацій, можуть бути маркерами структур конкретного типу.

Найбільш провідні частини кімберлітових утворень Первомайська (Архангельська область) за даними АМТЗ [Сараев и др., 2003] виявлено на глибинах від 150–200 м до 600–800 м, де ρ кімберлітів змінюється від 1 до 10 Ом·м. Можливо, що ці інтервали глибин також пов'язані як зі зміною типу кімберлітів, так і з інтенсивним насиченням порід мінералізованими водами.

Низькі значення ρ для глибоких частин трубок фіксуються і за даними індукційного каротажу, які було отримано в кімберлітовій трубці Комсомольська (Якутія) [Сараев и др., 2003].

На Тайвані методом МТЗ виявлено аномалію електропровідності завдовжки 100 км, що простягається з північного заходу на південний схід [Chen, Chen, 2000]. Ширина аномалії сягає 20 км. В районі Сани-Кулі до неї приурочена зона підвищеної сейсмічної активності.

Унікальну Кіровоградську аномалію в земній корі центральної частини УЩ виявлено у 1967 р. [Рокитянский и др., 1968] і до теперішнього часу активно вивчається за допомогою МТЗ [Дьяконова и др., 1986; Кулик, Бурахович, 2007; Logvinov, Tarasov, 2018]. З Кіровоградською аномалією пов'язуються прояви металеві рудоносності та вуглеводні. Аномалія знайшла своє продовження на півночі у вигляді Ладозької і Чудської аномалій електропровідності (див. рис. 1.1). Ці структури продовжується на Скандинавський півострів.

Кристалічні породи, що складають саму верхню частину земної кори Карелії, мають високий ρ – понад 10^4 Ом·м. Значне зниження ρ характерне для шовних зон – Східнокарельської і Ладозько-Ботнічної, що розділяють великі структурні елементи Феноскандії [Korja et al., 2002; Korja, 2007; Neska et al., 2007]. Геофізичні матеріали свідчать про те, що Ладозька аномалія електропровідності, розташована в зоні зчленування Карельського і Свекофенського блоків, пов'язана не тільки із земною корою, а й з астеносферою. Вона простягається більш як на 300 км.

Своєрідним продовженням Ладозької аномалії є Південнофінляндська, Ботнічного моря і Оулу аномалії електропровідності [Korja et al., 2002; Engels et

al., 2002], які залягають на глибинах від 10 до 50 км з електропровідністю близько 10 000 См.

Північніше виявлена аномалія Скелфтеа, яка залягає на глибинах близько 10 км, тоді як сумарна поздовжня провідність сягає 5 000 См [Engels et al., 2002].

У надрах південної Шотландії присутня аномалія високої електропровідності на глибині 4–12 км (див. рис. 1.1), яка корелює з від'ємною гравітаційною аномалією Буге та супроводжується нафтогазовими родовищами і покладами вугілля.

Границя палеозойських герцинід Центральної Європи з третинними Карпатами характеризуються значним контрастом у електропровідності земної кори, тоді як північно-східний контакт герцинід і архейської системи Східноєвропейської платформи, відомий як Трансєвропейська шовна зона (TESZ) відзначається Північнонімецькопольською аномалією (див. рис. 1.1). Ця регіональна структура в геоелектричному відношенні характеризується шаром високої електропровідності у земній корі на глибинах 50 км та на глибинах середньої мантії з покрівлею 600–800 км, у протяжній області від 15° до 40° сх.д. з провідність до 100 000 См [Semenov et al., 2003; Semenov, Jóźwiak, 2006; Semenov et al., 2008].

Одним з яскравих проявів геодинамічних процесів Землі є сейсмічність. Роботи останніх десятиліть, присвячені проблемам сейсмічності, все частіше стосуються питань дегазації Землі і, як наслідок, з проявом надглибинних і глибинних флюїдних процесів в корі і мантії Землі. Огляд глибинних геоелектричних досліджень Євразійського регіону [Кулик, 2009; Жамалетдинов, Кулик, 2012] дозволяє припустити наявність поясу електропровідних структур в земній корі, що корелює з північною гілкою Альпійсько-Гімалайського рухомого поясу [Хаин, 2001]. Цей пояс розчленовується на кілька гілок, одна з них – Добрузько–Кримсько–Кавказька, яка простягається від Північної Добруджі, продовжується в Криму, на Великому Кавказі і через Апшеронський поріг в Копетдазі до меридіана Уралу.

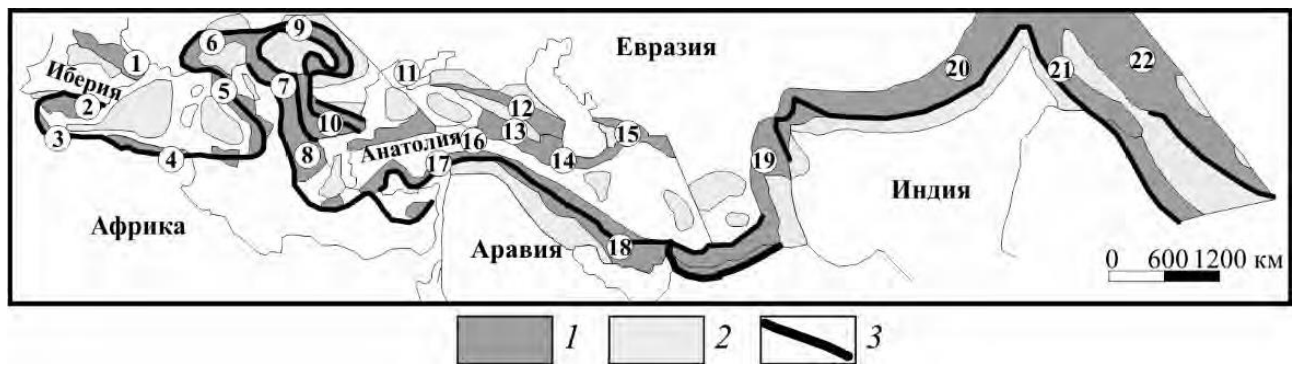


Рис.1.2. Складчасто-покровні споруди, за [Хаин, 2001]: 1 – складчасті споруди (1 – Піренеї; 2 – Бетські Кордильєри; 3 – Ер-Ріф; 4 – Тель-Атлас; 5 – Апенніни; 6 – Альпи; 7 – Дінаріди; 8 – Еллініди; 9 – Карпати; 10 – Балканіди; 11 – Гірський Крим; 12 – Великий Кавказ; 13 – Малий Кавказ; 14 – Ельбрус; 15 – Копетдаг; 16 – Східні Понтіди; 17 – Тавриди; 18 – Загрос; 19 – Белуджистанський ланцюг; 20 – Гімалаї; 21 – Индо-Бірманський ланцюг; 22 – Зондсько-Бандська дуга); 2 – передові прогини і міжгірські западини; 3 – насувні фронти.

Встановлено, що крупні області високої електропровідності в надрах земної кори характеризують альпійські тектонічні регіони [Белявский, Кулик, 1998]. Насамперед, це стосується Альпійсько-Гімалайського рухомого поясу. За В.Ю. Хаїним [Хаин, 2001], пояс ділиться на 22 ділянки (рис. 1.2).

Проблеми дегазації Землі і фюїдопроникних зон тісно пов'язані з поняттям плюма. Згідно з роботою [Добрецов и др., 2001], еволюція активних зон Землі, включаючи колізійно-складчасті пояси, може бути представлена як прояв двох незалежних послідовних подій. Перший охоплює стадії розвитку складчастого поясу і одночасну послідовність взаємодії літосфери з астеносферними течіями, а також взаємодії плит. Стадії, що входять в цю серію, зумовлені конвективними течіями в астеносфері і навантажені еклогітовою фацією субдукційної плити. Всі головні параметри (потужність літосфери і астеносфери, інтенсивність і характер магматизму і метаморфізму, тектонічна активність і рудоутворення) закономірно змінюються при переході від початкової стадії до пізньої. Друга стадія формується під впливом мантийних плюмів на літосферу. Первинні плюми піднімаються від границі ядро-мантія і мають комбіновану, термохімічну природу.

Вторинні плюми формуються під впливом первинних на границі верхньої і нижньої мантії. Найчастіше стадія другої серії проявляється на початку океанічної або колізійної та постколізійної у випадку континентальних плит. Сейсмічні уявлення про флюїдний процес асоціюються з шаруватістю швидкісного середовища. Сліди проходження глибинних і надглибинних флюїдів, згідно [Летников, 1999; 2003], визначаються процесами щільнісної диференціації і характеризуються пошаровою інверсією високих і низьких швидкостей. Сліди проходження мантійних плюмів за даними сейсмотомографії характеризуються областю понижених швидкостей, яка поширюється від нижньої мантії до верхньої і далі до кори [Добрецов и др., 2001].

1.2. Огляд глибинної будови земної кори та верхньої мантії України за даними природного електромагнітного поля Землі

Узгоджені двовимірні і квазітривимірні плівкові моделі глибинної електропровідності різних геологічних регіонів України на основі аналізу даних МТЗ і МВП зондувань дозволили виділити різні по конфігурації і геоелектричним параметрам ділянки високої і низької електропровідності на фоні загального високого опору, який характерний для консолідованої кори [Бурахович, Кулик, 2000а; Burakhovich et al., 2001]. Було виявлено аномалії високої електропровідності: Коростенська, Гайворон-Добровеличківська, Кіровоградська, Приазовська, Волинська, Чернівецько-Коростенська, Яворівська, Донбаська, Тарханкутська, Керченська, Гірського Криму, Спепового Криму, Добрузька, Карпатська.

Інтенсивний розвиток методів чисельного тривимірного моделювання магнітотелуричних полів дав поштовх для формулювання нових уявлень про глибинну геоелектричну будову території України. Так, за результатами сучасних досліджень методами МТЗ і МВП побудовано тривимірну глибинну геоелектричну модель, що відображає неоднорідний розподіл ρ у надрах УЩ [Кулик, Бурахович, 2007; Бурахович и др., 2015]. Вона включає в себе регіональні

моделі добре відомої Кіровоградської аномалії в Інгульському мегаблоці і Інгулецько-Криворізькій шовної зоні (рис. 1.5), Чернівецько-Коростенкої аномалія у Подільському і Росинському мегаблоках і південно-західному схилі УЩ (рис. 1.3). Також побудовано регіональну 3D модель західної частини Приазовського мегаблока [Анциферов, 2010; Кулик и др., 2010] і локальні: Кіровоградського рудного району [Николаев и др., 2013; 2014], Голованіської шовної зони [Бурахович и др., 2015] і в районі Могилів-Подільської сейсмонебезпечної ділянки [Кушнір, Бурахович, 2012]. У роботі [Кушнір, Бурахович, 2012] наведено еволюцію розвитку уявлень про основні геоелектричні неоднорідності УЩ, ВПП та їх схилів з огляду на сучасні геодинамічні прояви. У межах кимерійських утворень північної Добруджі та Переддобрудзького прогину [Старостенко и др., 2013; Burakhovych et. al., 2015] побудовано регіональну геоелектричну 3D модель та локальну острова Зміїний [Кушнір, Ширков, 2013].

Результати геоелектричних досліджень – виявлення численних локальних і регіональних аномалій електропровідності, що дають змогу оцінити геодинамічні обстановки, дають підставу для з'ясування фундаментальних питань генезису корисних копалин, процесів, що протікають чи протікали у земній корі та верхній мантії.

Так, Волинська аномалія електропровідності, яку описано у роботі [Гордиенко и др., 1993], залягає на глибинах 3–6 км з $\rho = 10$ Ом·м. Природа підвищеної електропровідності пов'язується з особливостями складу гірських порід, що містять рудні мінерали і графіт [Бурахович, Усенко, 2013]. Аномалія збігається з областю розвитку пізнього протерозойсько-рифейського трапового вулканізму в межах давнього Волино-Оршанського регіонального прогину.

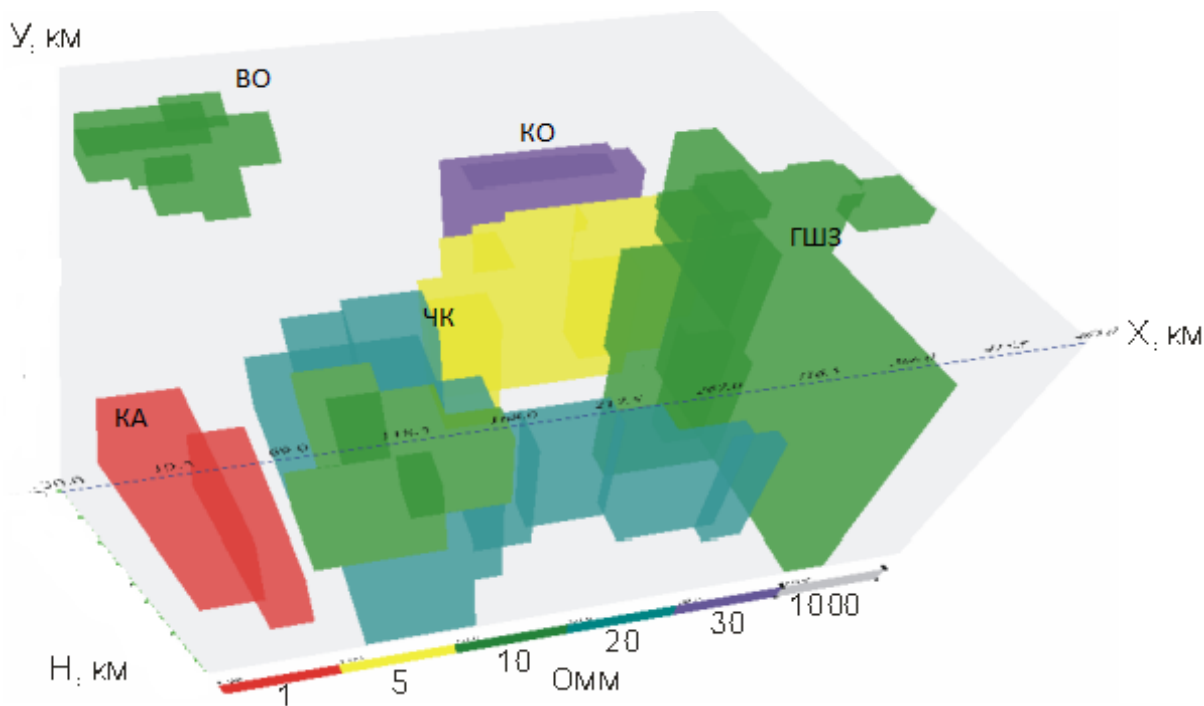
На південному заході Паннонсько-Волинського поперечного прогину глибина залягання електропровідних структур на території Північної і Південної Баколі в середньому 7 і 13 км. В районі Середні Гірських гір глибина залягання Трансданубської аномалії електропровідності на південному заході 6–10 км, на північному сході 10–25 км. Фундаментом у Панонії є докембрійські кристалічні

породи. Адам [Адам, 1984] припускає, що аномалії електропровідності пояснюються зв'язаністю графіту і графітізованих сланців в основних породах, подібно графітовим дайкам в межах докембрійських щитів. Поблизу аномалій електропровідності спостерігається концентрація магматичних тіл зі значним вмістом рудних елементів.

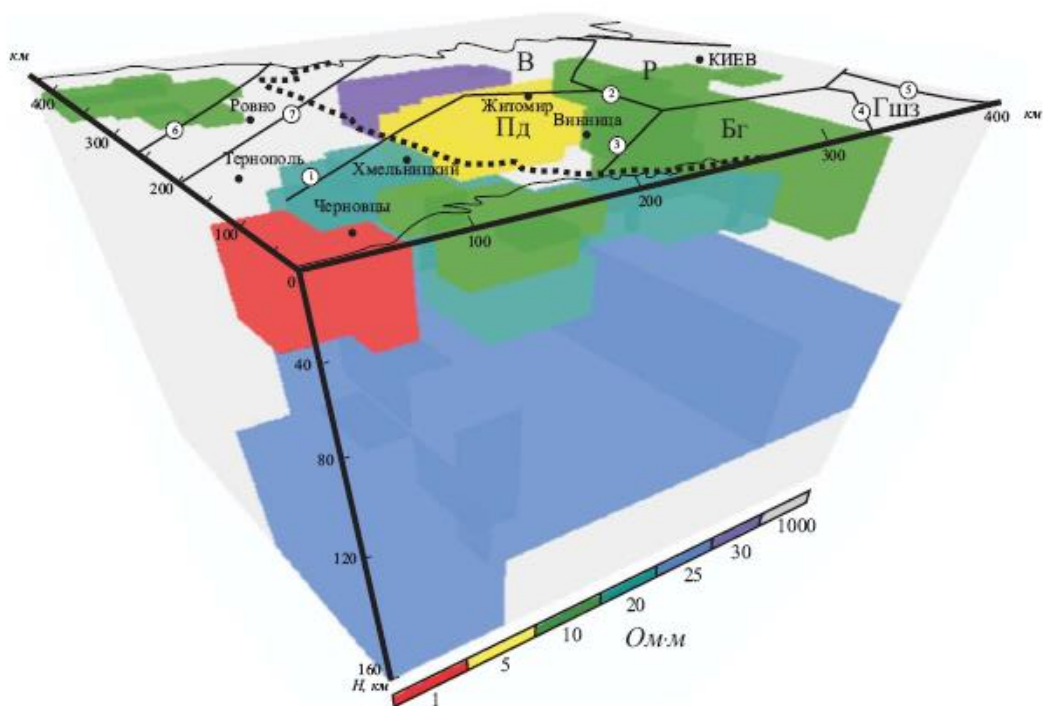
Можна передбачити існування серії фрагментарно розміщених аномалій електропровідності в земній корі Паннонсько-Волинського поперечного прогину. Невелика глибина електропровідних об'єктів (2–3 км) дозволяє припустити роздробленість фундаменту і пов'язаний з цим збільшений вміст мінералізованої води, або дегідратацію, але без досягнення температури солідусу. За даними [Шмонов і др., 2000; Гордиенко, 2001] природа високої провідності може бути пов'язана з нагріванням верхньої частини консолідованої кори зверху при виливі трапів. В цьому випадку і може сформуватися зона роздробленості, в якій містяться мінералізовані води, утворені при дегідратації порід фундаменту. Хоча в роботах [Шмонов і др., 2000; Гордиенко, 2001] допускається, що в даний час ця зона може бути заповнена не ювенільними, а поверхневими водами.

Коростенська і Чернівецько-Коростенська аномалії (рис. 1.3) знаходяться у межах УЩ на Волинському і Подільському мегаблоках та Волино-Подільській плиті, де виявлена Коростенська (глибина залягання 15–30 км з $\rho = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) і Чернівецько-Коростенська (глибина залягання 3–15 км з $\rho = 1\text{--}30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) корові аномалії, знаходяться в межах Овруцького рифтогенезу, Тетерівського палеопрогину, Шепетівського трогу – структур, які закладені у рифейський час [Рябенко, Міхницька, 2000].

Східна границя Чернівецько-Коростенської аномалії електропровідності збігається з простяганням глибинного Подільського розлому. За геоелектричними даними виявлено провідний канал, що об'єднує корові і мантійні об'єкти і це вказує на високу проникність зони в великому інтервалі глибин. Він виділяється тим, що до нього приурочені ендегенні карбонат-сфалерит-сульфідні зруденіння [Знаменская, Чебаненко, 1985; Johannes, 2001].



а



б

Рис. 1.3. Тривимірні геоелектричні неоднорідності західної частини УЩ, ВПП і прилеглих територій: а – в інтервалі глибин 15–30 км; б – аномалії електропровідності верхньої мантії. Аномалії електропровідності: КО – Коростенська, ВО – Волинська, ЧК – Чернівецько-Коростенська, КА – Карпатська [Кулик, Бурахович, 2007].

В основу 3D геоелектричних побудов східної границі регіональної Чернівецько-Коростенської аномалії електропровідності покладено МТ/МВ дослідження [Кушнір, Бурахович, 2019]. За результатами моделювання локальної Могилів-Подільської сейсмонебезпечної ділянки (рис. 1.4) було виділено електропровідну структуру на глибинах 3–5 км з $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, яка орієнтована з північного заходу на південний схід і з півночі обмежується Подільським глибинним розломом. На півдні провідник змінює свій напрямок на субширотний і вміщує вузол зчленування зон глибинних розломів Подільського, Білоцерківського, Жмеринського та інших розломів нижчого порядку. Земна кора досліджуваного регіону характеризується провідними областями, які відповідають регіональній Чернівецько-Коростенській аномалії, особливо в області Подільського глибинного розлому, який проявляється на глибинах від 15 до 30 км підвищеною провідністю з питомим електричним опором 30 Ом·м. Глибинність Подільського розлому підтверджується й іншими геофізичними даними. Крім того, спостерігається підняття покрівлі мантійного провідника вздовж субширотного простягання Сокиряни – Могилів-Подільський на глибину 50 км з $\rho = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Важливим елементом регіону є те, що ВПП розділена Суцано-Пержанським розломом, на північному заході від нього знаходиться Волинська аномалія, що залягає поблизу поверхні, а на південному сході – корова Чернівецько-Коростенська (див. рис. 1.3).

Природа електропровідності Чернівецько-Коростенської корової аномалії залишається дискусійною. Цілком ймовірно, що різні частини аномалії мають не тільки різні значення ρ , але і різну природу електропровідності.

За геологічними даними можна припустити, що на різних глибинах існують формації, які вміщують графіт [Рябенко и др., 1980; Пархоменко, 1989; Радзивилл, 1994; Glover, Vine, 1994; Яценко, 2008]. Слід зазначити, що за даними МТЗ в районі м. Вінниця, між Старокостянтинівим і Хмільником, а також в 10 км на південний захід від Гайсина виявлені тіла високої електропровідності, що виходять на поверхню [Николаевский, 1996; Белявский и др., 2001]. У північній

частині Волинського блока УЩ між Овруцьким прогином і Коростенським плутоном, на границі Подільського та Білоцерківського блоків УЩ, в межах Білоцерківсько-Одеського блока виділені анізотропні області різних типів. Природа анізотропії електричних властивостей безумовно пов'язана зі структурою електропровідних каналів, заповнених графітом, зруденіннями і флюїдами.

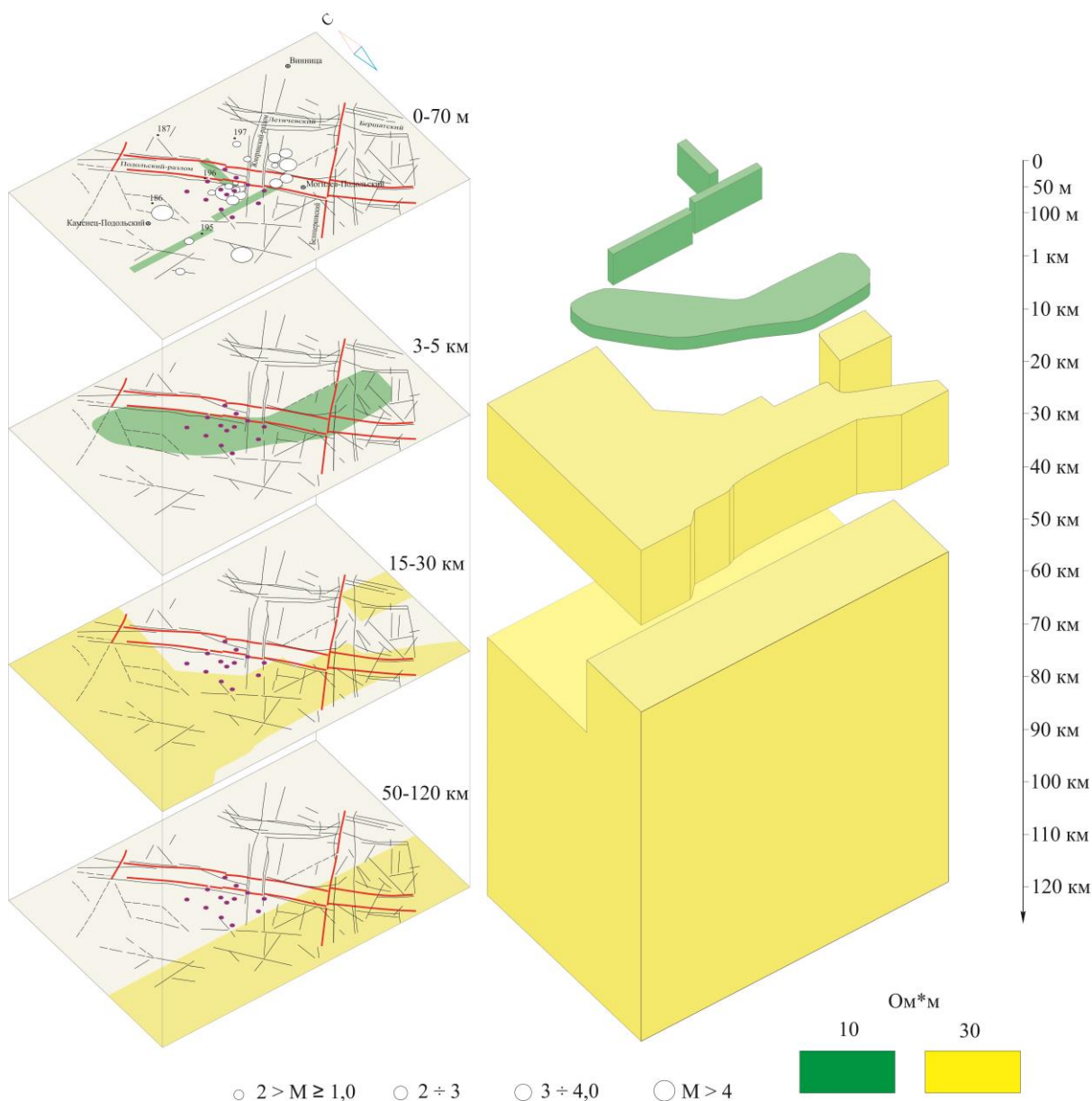


Рис. 1.4. Аномальні зони тривимірної моделі Могилів-Подільської сейсмонебезпечної ділянки [Кушнір, Бурахович, 2019].

Розглянемо питання природи аномально високої електропровідності у верхній мантії західної частини України, що залягає на глибинах від 50–70 до 120 км з $\rho - 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

За даними [Гейко и др., 1998] цей район характеризується низькими значеннями поздовжніх сейсмічних швидкостей на глибинах нижче 50 км порівняно з Кіровоградським і Придніпровським блоками УЩ. Але, за даними [Nolet and Zielhuis, 1994] в сейсмічній моделі поперечних хвиль фіксується підвищення швидкості з півночі на південь на глибину 80 км, а на глибині 300 км зменшення швидкості у тому ж напрямку. Вивчення мантійних ксенолітів показало, що породи верхньої мантії відрізняються своєрідним складом, який суттєво відрізняється від складу мантійних порід на тих же глибинах в сусідніх районах УЩ і ВПП. Серед піропів превалюють різновиди лерцолітового і вебстеритового парагенезисів. Широко розповсюджені альмандин-піропи еклогітового типу. Вивчення складу піропів показало, що вони утворилися у широкому діапазоні тисків, який відповідає глибинам 50–160 км. В районі мантійної аномалії електропровідності передбачається, що безпосередньо під земною корою мантія слабо деплетована, метасоматично змінена і складається з еклогітів і еклогіт-подібних порід, температура плавлення яких нижча, ніж в оточуючих мантійних породах [Цымбал, 1996; Wark, Watson, 2000].

Отже, є багато даних, які свідчать про аномальність земної кори і верхньої мантії у південній частині ВПП і на заході УЩ порівняно з «нормальними» фізичними параметрами в надрах докембрійських платформ.

За даними сейсмічних досліджень [Nolet, Zielhuis, 1994] в області, яка характеризується аномально високою провідністю (з покрівлею на глибині 70 км), можна припустити існування потужної літосфери.

Кіровоградська аномалія (рис. 1.5), крім високих значень електропровідності в земній корі центральної частини УЩ на глибинах покрівлі від 10 до 25 км в різних частинах структури з ρ від 1 до 10 Ом·м існують об'єкти з питомим електричним опором 20 Ом·м на глибинах 50 км (частина ДДЗ) і 125 км (Причорноморська западина) у верхній мантії. Ця мантійна структура підтверджується даними сейсмотомографії [Гейко и др., 2005; Ducea, Saleeby, 1996]. Така ситуація в межах Лелеківської, Щорсівської, Криворізької і Зеленогайсинської ділянок корінного магматизму збігається з геоелектричною

картиною і поширенням кімберлітових трубок в кратоні Слейв у Канаді, де кімберліти розміщуються на периферії мантийної аномалії електропровідності. Тоді як область зчленування УЩ з південним бортом центральної частини ДДЗ, що характеризується проявом Кіровоградської аномалії на різних структурних рівнях, є перспективною нафтогазоносною провінцією.

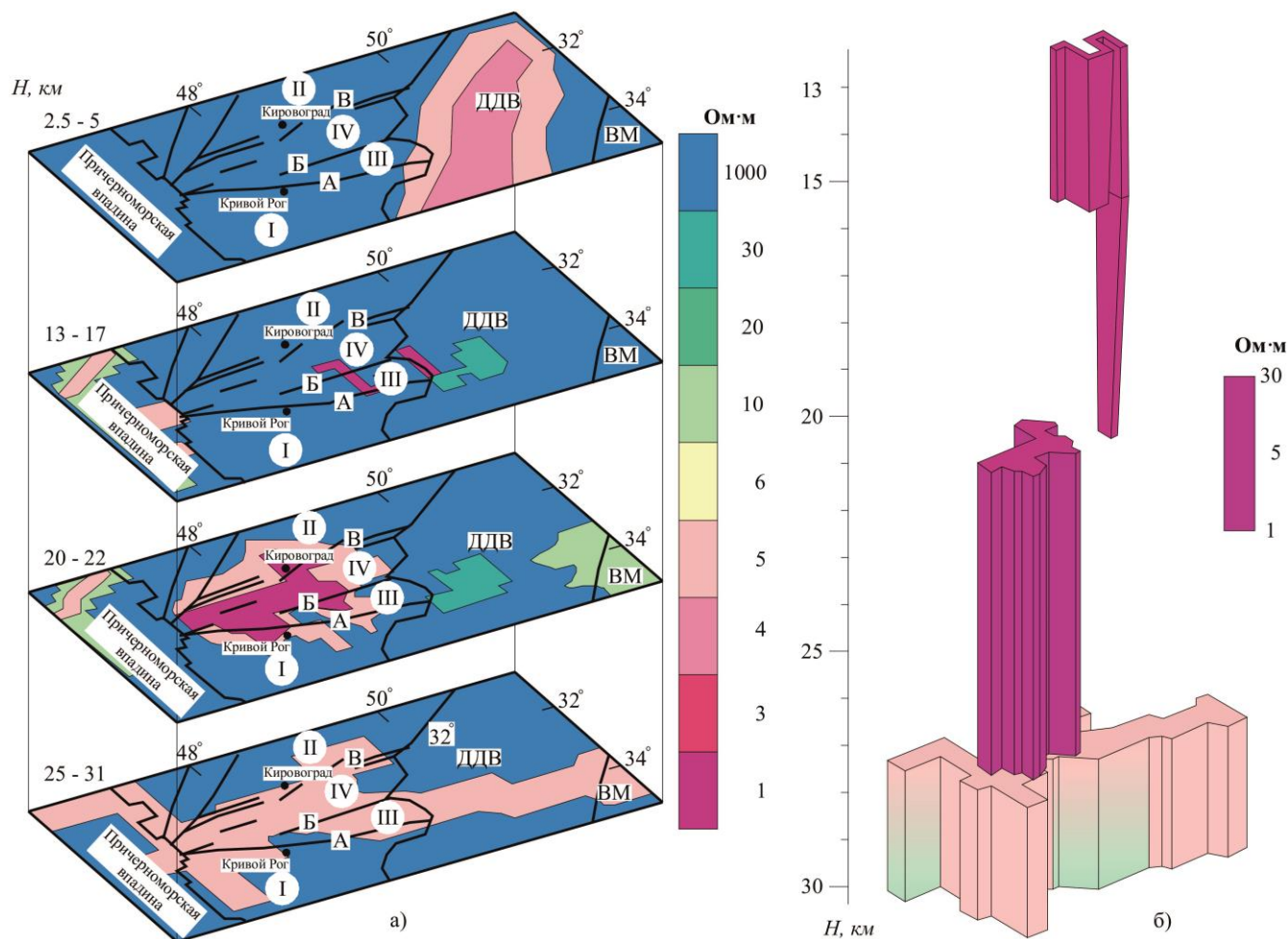


Рис. 1.5. Тривимірні геоелектричні неоднорідності центральної частини УЩ, Дніпровсько-Донецької та Причорноморської западин [Кулик, Бурахович, 2007].

Архейський Середньопридніпровський мегаблок, не порушений процесами протерозойської тектономагматичної активізації – зона аномально високого опору. 3D модель, побудована на основі використання експериментальних геоелектричних досліджень (рис. 1.6), характеризується як зонами аномально високого опору (північна частина Західноприазовського мегаблока – Вовчанський блок), так і аномально низького. У напрямку із заходу на схід найінтенсивніша аномалія високої електропровідності в районі Оріхів-Павлоградської шовної

зони, Гуляй-Пільського і Андріївського блоків Західного Приазов'я, Центрального Приазов'я (глибина залягання від поверхні до 2 км, $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в районі Азово-Павлоградської та Центральноприазовської ЗР і південній частині Андріївського блока); від 2 до 10 км, $\rho=100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в районі Гуляй-Пільського і Андріївського блоків і Оріхів-Павлоградської шовної зони; третя глибинна (10–50 км) низькоомна ($\rho \leq 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) ділянка розташована біля кордону Східного Приазов'я зі Скіфською плитою в районі Грузько-Еланчикської ЗР. За даними сейсмотомографії в досліджуваному регіоні виділено зони розшарування і, відповідно, області підвищеної проникності [Николаев и др., 2014].

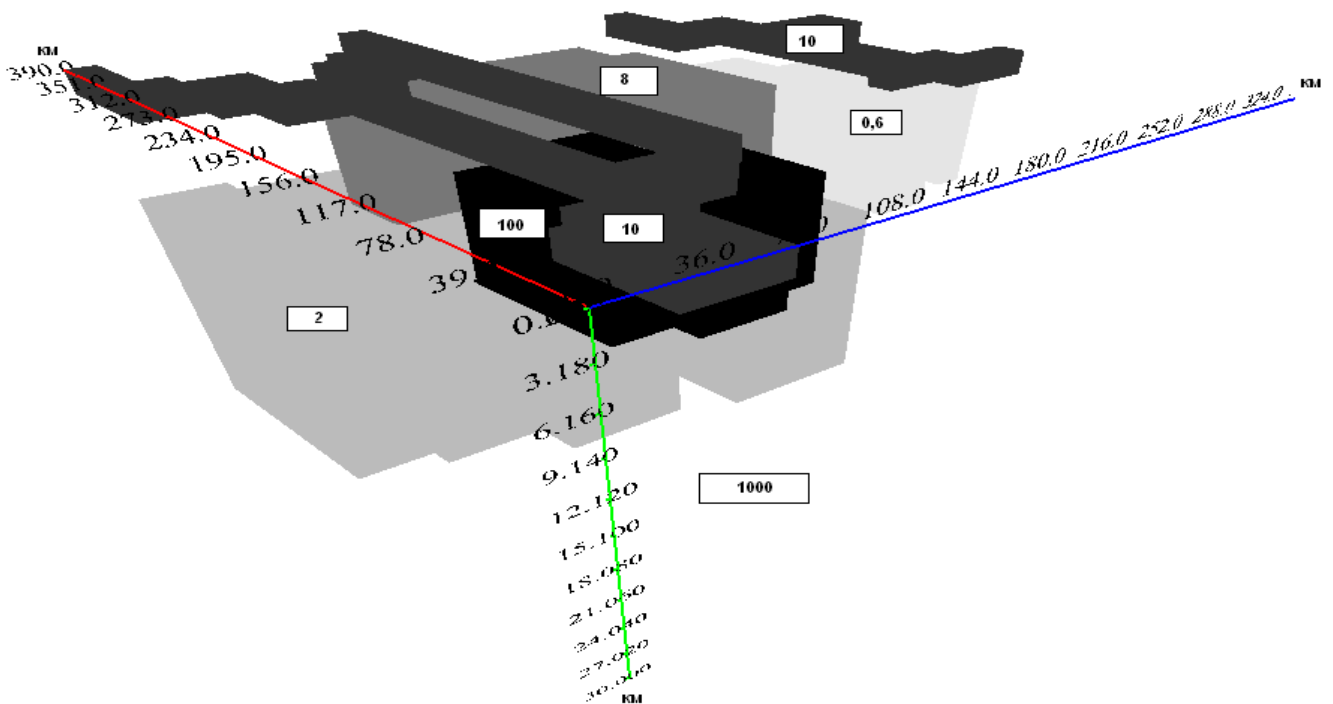


Рис. 1.6. Тривимірні геоелектричні неоднорідності східної частини УЩ, ДДЗ та Донбасу [Кулик и др., 2010].

У надрах Приазовського блока знаходиться Приазовська аномалія електропровідності (рис. 1.6), що залягає на глибинах від 2 до 18 км з ρ від 5 до 0–100 Ом·м та частково корелює з Західноприазовською регіональною магнітною аномалією [Пашкевич и др., 1990; Jamtveit et al., 2000]. В якості основного джерела підвищеної електропровідності може слугувати сукупність порід, які містять графіт і сульфіди. Середня намагніченість частин об'єктів, які поширені у "гранітному шарі", становить 2,5 А/м, що може означати 2–6 % вмісту рудних

мінералів в породах. Значення $\rho = 50\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ відповідає умовам повної зв'язаності рудних плівок в породі і підвищеного вмісту сульфідів в складі рудних мінералів. Загалом східна частина УЩ характеризується перемежуванням добре і погано провідних частин як по вертикалі, так і по латералі.

Східноприазовський субблок – це виступ дорифейського фундаменту, що з усіх боків розділений розломами, а область його зчленування з бортом ДДЗ є важливою провінцією УЩ за проявом ультраосновного магматизму. У Східному Приазов'ї до теперішнього часу відкрито кілька кімберлітових тіл: Петрівське, Надія, Нововласпинське і Південне і дві дайки, які з'єднані з Нововласпинським і Південним тілами. Природа аномалії електропровідності Оріхово-Павлоградської шовної зони може бути пов'язана з специфічним складом порід земної кори, існуванням рудних мінералів (родовища залізистих кварцитів: Новопавлівське, Східноноводанилівське, Гуляй-Пільське) і графіту [Глеваский, 1989; Yardley, Valley, 1997].

1.3. Електропровідність гірських порід земної кори і верхньої мантії

Вивчення глибинної будови Землі можливе лише до глибин, з яких можливо отримати зразки проб гірських порід для аналізу. Так, для найглибшої свердловини на Землі, що пробурена на Кольському півострові, в інтервалі глибин 1 665–1 830 м виявлено мідно-нікелеві руди, а на глибині 6 500–9 500 м – зони мідно-нікелевої мінералізації, починаючи з глибин понад 8 000 м зафіксовано зростання пористості до 1,2 %. Результати глибинного буріння на свердловині КТВ (Німеччина) показали наявність графіту у катакластичних зонах амфіболітової фації на глибинах 4 000 м [Shankland et al., 1994]. Дані по Криворізькій надглибинній свердловині вказують, що в інтервалі глибин 1 791–1 805 м перешаровуються альбіт-карбонатні і графітові шари, порушені тріщинами різної орієнтації, які заповнені графітовим матеріалом. Результати буріння Криворізької надглибокої (5 432 м) свердловини, а саме лабораторні фізико-механічні та петрологічні дослідження керну та комплексні каротажні та

пертофізичні дослідження у свердловині тощо, наведено у монографії [Шермет, 2011].

Вплив водонасиченості та пористості на електричні властивості порід, що вскриті Криворізьською надглибинною свердловиною та термобаричні дослідження – змін електричних властивостей гірських порід нижньої частини її розрізу розглянуто в роботі [Шепель, 2003].



Рис. 1.7. Узагальнені дані польових електророзвідувальних вимірювань опору гірських порід світової мережі [Дахнов, 1953; Кобранова, 1962].

За результатами низькочастотних МТ/МВ досліджень земної кори найбільший внесок у зміни параметрів електропровідності середовища вносять іонні і електронні провідники. Питомий електричний опір (ρ) мінералів, що складають гірські породи, перевищує десятки тисяч омметрів. Лабораторні вимірювання ρ сухих зразків гірських порід показують приблизно схожий розподіл. Проте вимірний ρ гірських порід у їх природному заляганні на кілька порядків менший. Так у роботі [Кобранова, 1962] з посиланням на [Дахнов, 1953] приведено узагальнені дані світової мережі польових електророзвідувальних

вимірювань (рис. 1.7) де показано, що тільки у 10 % зразків ρ перевищує 10^4 Ом·м. Така відмінність експериментальних значень від лабораторних пояснюється присутністю вологи, температурою, тиском або певним мінеральним складом порід.

Відомо, що електричний опір порід знижується за умови гальванічного зв'язку між мінералами з високою провідністю. Вміст таких мінералів до 5 %, не впливає на електричний опір породи і знижується при їх вмісті більше 10 %. Встановлено, що електропровідність порід істотно залежить від ступеню водо насиченості, і незначний вміст вологи призводить до різкого падіння опору. Досліди по визначенню електропровідності порошку кварцу і графіту, показали, що стрімке зменшення ρ настає при вмісті графіту від 7 %, а для перемежованих зволжених скляних пластинок – з 1.5 % рідини. Така ситуація пояснюється провідність в порах крупнозернистого діелектрика при заповненні їх дрібнозернистим провідником та поверхневою провідністю, що пов'язана з наявністю плівок провідника.

Висока електропровідність в корі може викликатися вмістом провідників твердої фази, особливо графітами, що формують широкомасштабні області електропровідності під стабільними геологічними регіонами. Розсоли теж вносять як свій незалежний, так спільний внесок з твердими провідниками у загальну картину підвищеної провідності [Shankland et al., 1994].

Отже невелика кількість графіту або звичайної води може забезпечити формування спостережених значень електричних опорів кристалічних порід у природному заляганні.

Ідея про іонний механізм електропровідності в земній корі, зумовлено наявністю графітових та сульфід-вуглецевих утворень, була запропонована Семеновим ще у 1970 р. Існує велика кількість різних концепцій про походження графіту. Наприклад, біогенно-осадова або метаморфічна з різними температурними режимами та варіантами викристалізації графіту із флюїдів.

Графітові провідники понад 100 км можуть проявлятися як біогенні релікти в зонах міжконтинентальної колізії, незважаючи на гранулітовий або еклогітовий

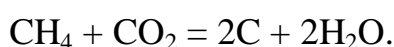
метаморфізм. Так, результати глибинного буріння (свердловина КТВ) показують, що електропровідні графітові жили і їх ореоли можуть утворюватися в період високого ступеню ретроградного метаморфізму порід та пояснювати присутність незв'язаних між собою графітових утворень [Emmerman, Lauterjung 1997]. Ізотопне співвідношення та інші геологічні дані вказують на те, що графіт тут має органічне походження, хоча і не завжди. В умовах тиску, на електропровідність впливає зменшення перетину каналів, що приводить до зменшення електропровідності при збільшенні тиску. Крім того, електропровідність з глибиною збільшується, що може пояснюватись компенсуванням за рахунок зростання температури.

Утворення графіту з карбонатів подібне одержанню промислового графіту при температурах понад 2 000°C, подібним механізмом можна пояснити утворення графіту в континентальній корі.

Графіт, що міститься в первинних осадових відкладах, утворився в результаті метаморфізму керогену, що передбачає графіт кінцевим продуктом прогресивного метаморфізму вугілля.

На початку 2000-х років було отримано результат, в якому тиск, напруження зсуву або деформації створюють умови для графітизації при низьких температурах. Наприклад, в умовах високого тиску до 1 ГПа графіт може утворюватись при температурах нижче 300–500°C. При цьому електропровідність зростає на декілька порядків у випадку, коли графіт утворюється з антрациту. Графіт знаходиться в площинах сколів, створюючи зв'язані мережі, що різко збільшує інтегральну провідність [Johannes, 2001].

Реакція виникнення графіту з флюїдних систем С-О-Н розглядалася [Walther, 1990] для пояснення присутності графіту в катакlastичних зонах амфіболітових фацій на глибині 4 000 м у свердловині КТВ [Naak et al., 1991]:



Така реакція майже не залежить від температури, але сам нагрів в результаті катакlastичних зсувів може бути спусковим механізмом для її початку. Це

припущення підтверджується спостереженням включень рідини в гнейсах КТВ, що вміщує графіт разом з CO_2 і H_2O .

Згідно з іншою думкою, природа корових аномалій електропровідності пояснюється особливостями флюїдного режиму земних надр. Термін флюїд можна визначити як речовина у вигляді рідкої, газово-рідкої та газової фаз. Складові флюїду можуть утворювати суміші з петрогенними і рудними елементами. Стаціонарний стан цих сумішей, які утворюють флюїдну систему, визначається фізичними властивостями на границях зерен (змочування, пористість, проникність тощо) і хімічними параметрами (склад породоутворюючих мінералів).

Існують протилежні точки зору на питання про зв'язок підвищеної електропровідності нижньої кори з флюїдним режимом. Одні стверджують, що породи тут повинні бути сухими, інші – вологими.

Загальною причиною зниження питомого опору земної кори вважається присутність мінералізованих водних розчинів у мікропорах кристалічних порід. При цьому електропровідність електроліту переважно залежить від мінералізації і менше від температури.

Оскільки електропровідність порід тісно пов'язана з флюїдним режимом, висловлено припущення про аномально високу електропровідність кори на глибинах близько 10 км, де в наслідок катакластичного (напівкрихкого) руйнування в масивах порід створюються об'єми для міграції мінералізованих флюїдів [Николаевский, 1996].

Підвищення ефективного питомого електричного опору водонасичених магматичних і метаморфічних порід від кислих до основних і ультраосновних визначається переважно зменшенням пористості і, відповідно, вологості, тобто наявність в зразках води згладжує диференціацію за опором різних типів порід.

Зростання мінералізації можна очікувати при збільшенні розчинності мінералів та підвищенні температури. У якості найвірогіднішої середньої величини мінералізації для верхніх горизонтів консолідованої земної кори можна

прийняти значення 1 г/л, а на глибині 10–15 км – кілька сотень г/л [Ваньян, Шиловский, 1988].

Зв'язок проникності порід (відповідно, кількість флюїду), та електропровідності розчинів розглянуто в роботі [Шмонов и др., 2000]. В ній, не враховуючи мінеральні реакції, зміни об'єму та кількості флюїду в зв'язку з процесами дегідратації або декарбонізації, розраховано електропровідність порід континентальної кори. Ці розрахунки було зроблено з урахуванням обмежень. По-перше, прийнята потужність кори 40 км, по-друге, розглядалися області з температурним градієнтом 9, 15 і 26° С/км, по-третє, кора складалась з гранодіориту, або з гнейсу, або з амфіболіту, по-четверте, флюїдний тиск відповідає літостатичному (середній градієнт тиску 27 МПа/км). Флюїд представлено розчином NaCl і KCl. Проникність порід амфіболітів і гнейсів в інтервалі температур від 20 до 600° С визначалася порядками 1×10^{-17} – 10^{-19} м². Електропровідність електроліту в розчині залежить від температури: при постійному тиску в інтервалі від 0,5 до 400 МПа (від поверхні до глибини 15 км) температура зростає і сягає максимуму в районі 300–400°С, вище цих температур електропровідність падає, ступінь падіння зменшується з тиском. Розрахунок питомої електропровідності у цій роботі проводився за формулою Арчі.

Розрахунки електропровідності показали, що при вмісті солей у флюїді вище 25 ваг. % на глибинах більше 20 км і температурах вище 500°С (в районах з високим тепловим потоком – градієнт 26° С/км) можливе значне підвищення електропровідності в регіонах з кайнозойською тектонічною активізацією. Тоді як в умовах низьких і середніх значень теплового потоку (градієнт 9 і 15° С/км) аномалії електропровідності, пов'язані зі зміною проникності з глибиною, не фіксуються. Електропровідність земної кори пов'язана вирішальним чином з пористістю і проникністю порід, що її складають, та змінюється на 2-3 порядки. Електропровідність флюїду змінюється в 6 разів для 0,1 моля NaCl і в 3,6 рази для 3,3 моля KCl. Автори роботи [Шмонов и др., 2000] стверджують, що незважаючи на те, що в умовах фізичного експерименту спостерігається збільшення пористості у зв'язку з терморозуцільненням більш ніж на 2 %, в реальних

геологічних процесах породи набувають значних пластичних властивостей при високих температурах і тисках, що може значно знизити ступінь температурного розуцільнення.

Необхідно зробити акцент на тому, що в умовах незбалансованої організації флюїдів виникають процеси, що ведуть до утворення фізико-хімічної рівноваги і супроводжуються перенесенням флюїдів та окислювально-відновними хімічними реакціями. В результаті з'являється можливість утворення рудних систем і перехід до електронного типу електропровідності. Зі збільшенням тиску і температури розчинність у флюїдах рудних компонентів збільшується. Формуються високотемпературні флюїдні системи, самостійні рудоносні області, крім того може виникати часткове плавлення і зони метаморфізму. Це вказує на значну роль флюїдних процесів у формуванні регіональних структур [Летников, 2006].

Розділити типи провідності можна за допомогою геофізичних методів, що визначають такі параметри гірських порід, як здатність до поляризації, швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль V_p і V_s , магнітну сприйнятливість, щільність при знанні теплового потоку в регіоні. Породи з електронною або змішаною провідністю характеризуються зміною фізичних параметрів:

- процеси серпентинізації призводять до зменшення щільності і швидкості V_p до 15–17 %. Графітізація також зменшує щільність, V_p та ρ порід. У першому випадку магнітна сприйнятливість може зростати, а в другому зменшуватися. Зростання на 2–3 % графітізації не призведе до значного зменшення V_p ;

- рудна мінералізація призводить до зростання σ_n порід, щільності, V_p і в окремих випадках магнітної сприйнятливості;

- високометаморфізоване вугілля, що характеризуються низьким ρ , має аномально низьку щільність і V_p в порівнянні з метаморфізованими породами;

- у великому масштабі введення флюїдного режиму свідчить про присутність значних зон проникності розломів, дислокацій і тріщин, що з'явилися внаслідок тектонічної діяльності.

Дані МТЗ зондувань можуть відобразити електричний опір всього літосферного розрізу і, таким чином бути одним з найбільш важливих джерел

інформації для розуміння структури, складу і еволюції літосфери. Однак інтерпретація МТ даних давньої літосфери часто неоднозначна. Результати досліджень фізики мінералів показують, що від середньої кори до верхів мантиї, температура і вміст водню в номінально безводневих мінералах є два найбільш вагомих фактори, які визначають електропровідність. Графітові плівки на границях мінеральних зерен також підвищують провідність, але тільки до верхів верхньої мантиї. Тепловий профіль давньої літосфери добре визначається. Залишається два важливих невизначених фактори, які можуть впливати на провідність літосферного розрізу – вміст водню і наявність графітових плівок. Ці фактори контролюються геологічною історією літосфери. Летючий водень, поводить як незв'язаний елемент і насамперед видаляється у процесі плавлення або високотемпературних тектонотермічних явищ. Графітові плівки на границях мінералів стійкі до температур 900°C , тому вони руйнуються під впливом тектонотермічних явищ. Тектонічні події збагачують літосферу привнесеними елементами, наприклад, взаємодія з флюїдами, що надходять з субдукуючої плити або з плюму, може збагачувати літосферу воднем і вуглецем, чим сприяти збільшенню її провідності. Тематичні дослідження [Selway, 2014] результатів МТ вимірювань в центральній Австралії і кратону Слейв у Канаді дають можливість припустити, що електропровідність може виступати в якості непрямого відображення рівня збагачення літосфери привнесеними елементами.

Існують різні уявлення про розподіл нормальної (не аномальної) електропровідності в нижній корі і мантиї. Загалом електропровідність на цих глибинах контролюється температурою, летючістю водню, але слабо залежить від тиску [Ванг и др., 2016]. Підвищення електропровідності мантиї прямо пропорційно залежить від вмісту водню [Karato, 1990]. Навіть невелика кількість водню може значно збільшити електропровідність олівіну, піроксену та польового шпату [Wangetal, 2012]. Вміст заліза в силікатах (Fe, Mg) також може бути важливим чинником електропровідності в корі, але в мантиї на більшість результатів МТ вимірювань помітно впливати не буде.

Феноменом електропровідності порід вмісного середовища є їх залежність від геологічного віку регіону [Wannamaker, 2005]. Причому зі збільшенням віку від палеозойського до архейського питомою електричною провідністю падає. Це пов'язано з тим, що в породах амфіболітової фації за рахунок метаморфізму при температурах 400–600° С, на глибинах понад 15 км виділяються флюїди $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, які в результаті просочування крізь систему тріщин на границях зерен мінералів збільшують електропровідність порід. Цей процес залежить від часу перколяції і тому давні породи мають більш високий питомий опір.

Узагальнену геоелектричну модель земної кори та верхньої мантії можна уявити наступним чином. Земна кора характеризується осадовим чохлам і кристалічною складчастою основою – фундаментом. Потужність осадового чохла на платформах у середньому становить 2–3 км, на щитах зменшується до 0, а в передгірських западинах досягає 8–15 км. За даними електромагнітних зондувань, буріння та електричних вимірювань у свердловинах осадова товща схематично може бути представлена у вигляді багат шарового геоелектричного розрізу, який характеризується чергуванням шарів високого та низького питомого опору. Проміжні пласти високого питомого опору представлені вапняками, доломітами, солями, гіпсами й ангідритами. Покрівля цих пластів, яка чітко виділяється за електророзвідувальними даними, є місцевим проміжним опором чи маркувальним горизонтом.

Породи кристалічного фундаменту мають зазвичай більш високий питомий опір, ніж товща, що їх покриває. Тому покрівля фундаменту майже повсюди слугує надійним опорним електричним горизонтом. Більшість глибоких свердловин, пробурених до фундаменту, показують що тільки в деяких випадках покрівля кристалічних порід сягає на глибину 200 м (рідко на 1 000 м).

За даними буріння і геофізичних досліджень в свердловинах встановлено неоднорідну будову давніх щитів. На великих глибинах виявлено зони високопроникних, тріщинуватих порід, насичених підземними водами високої мінералізації. За фізичними властивостями породи фундаменту різко диференційовані. Пласти високого питомого опору перемежуються з шарами

низького опору. Причому, як показують сейсмічні дослідження, граничні швидкості, а відповідно, і електричні властивості швидко змінюються по літералі [Шепель, 2003; Шеремет, 2011].

На глибинах близько 7–15 км (а в районі Кольської надглибокої свердловини 1,5–9 км) за електромагнітними вимірами виділяються добре провідні зони, які створюють регіональні аномалії, витягнуті за простяганням на десятки і сотні кілометрів. Їхня ширина не перевищує декількох кілометрів. Такі аномалії виявлені в різних районах світу і отримали назву тих місць, де їх було виявлено, (Карпатська, Кіровоградська, Уральська, Кавказька, Байкальська, Верхоянська та ін.). Природа цих провідних зон поки що не вивчена. Деякі з них виділені в рифтових зонах (наприклад, Байкальська) та пов'язані, як вважають, з джерелами підвищеного розігріву порід.

Водночас за даними сейсмічних і гравіметричних спостережень на глибинах близько 20 км виділяється границя зміни щільності – поверхня Конрада (К), яка, як встановлено надглибоким бурінням, пов'язана або з наявністю вулканогенних порід (в Куринській депресії, Азербайджан), або із щільними біотит-плагіоклазовими гнейсами (Кольський півострів). За даними електричного каротажу на цій границі спостерігається різкий стрибок питомого опору від 1 000 до 10 000 Ом·м.

Підшовою земної кори прийнято вважати поверхню Мохоревичича (Мохо). У континентальних умовах вона фіксується на глибинах близько 40 км. Наявність поверхні Мохо пояснюють зміною хімічного складу порід у зоні переходу від базальтів до ультраосновних порід типу перидотиту. На цих глибинах (при високому тиску та критичній температурі) відбувається також зміна агрегатного стану речовини і, напевно, фазовий перехід від габроїдного нижнього шару земної кори до еклогітів верхньої мантії. На границях Конрада (К) і Мохо питомий опір зростає сходинкоподібно.

Мантія поділяється на три зони (рис. 1.8): В – верхня мантія (30–400 км), С – перехідна зона (400–1 000 км), D – нижня мантія (1 000–2 900 км). У зоні В, в інтервалі глибин 100–200 км за даними електромагнітних зондувань виділяється

шар високої провідності $S \approx 10^3$ См. астеносфера. Його питомий опір, очевидно, не перевищує 10 Ом·м. Зі збільшенням глибини він зростає до 100–200 Ом·м, а починаючи з 300–400 км сходинко подібно знижується до значень менших 1 Ом·м. Такий поділ шарів мантії добре узгоджується з лабораторними дослідженнями [Xu et al., 2000].

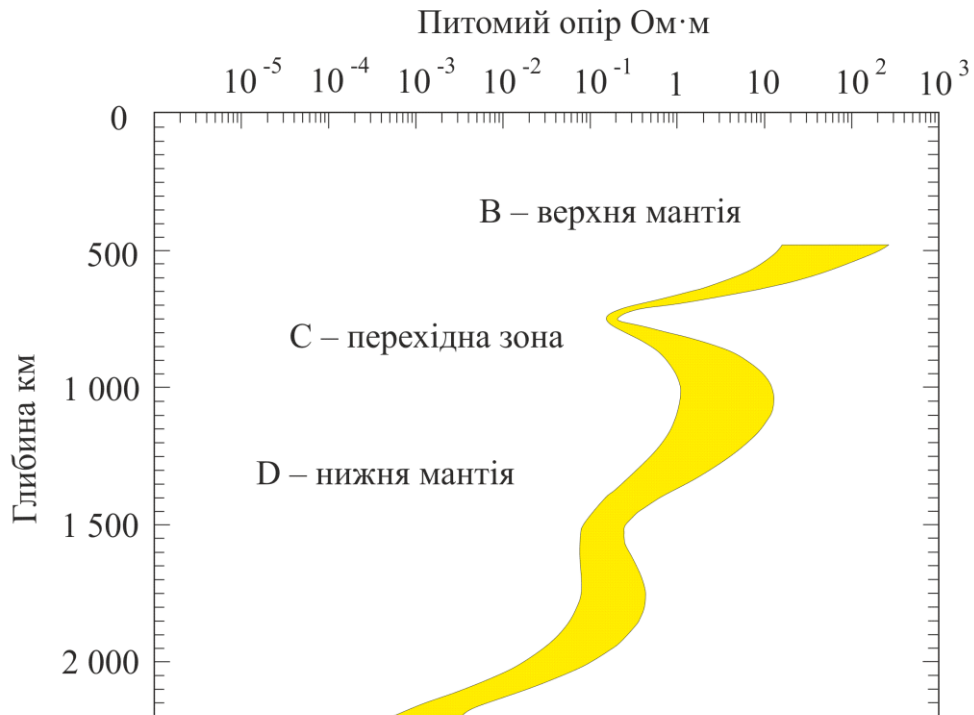


Рис. 1.8. Розподіл питомого опору в мантії за [Semenov, 1998].

Регіональні геоелектричні дослідження різних платформних регіонів виявили чисельні відхилення від характерних для платформних областей значень електропровідності. Таку ситуацію можна пояснити існуванням шару підвищеної електропровідності в мантії на глибині 100–200 км. Загалом з глибиною зростає як електропровідність порід, так і температура. На глибинах 100–200 км градієнт температури зменшується. Це можна пояснити мінімумом теплопровідності і існуванням тут "термоізолюючого" шару, який перешкоджає розповсюдженню тепла земних надр у залягаючі вище шари. Наявність добре провідних астеносферних (перегрітих) шарів виявлено в ряді районів Землі (зокрема, у Прибайкаллі, Прикарпатті та на Сахаліні) [Хмелевской, 1997].

Варіанти схем геоелектричних моделей земної кори і мантії представлені у роботі [Hermance, 1995], де зроблено узагальнення результатів глобальних індукційних досліджень з використанням добових варіацій і магнітних бур у різних геологічних структурах (рис. 1.9), що виконано різними світовими авторами.

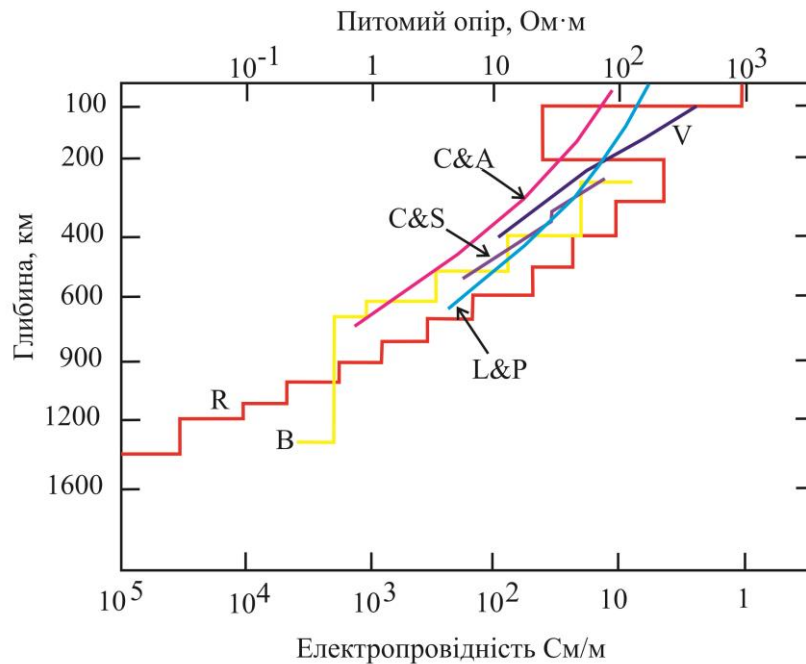


Рис. 1.9. Результати глобальних індукційних досліджень з використанням добових варіацій і магнітних бур: L&P – Lahiri, Price; B – Banks; V – Van'yan; R – Rokityansky; C&A – Campbell, Anderssen; C&S – Campbell, Schiffmacher [Hermance, 1995].

З огляду видно, що питання розробки загальноприйнятого стандарту, або інакше "нормальна" модель електропровідності літосфери, що засновано на експериментальних даних, залишається відкритим.

Під «нормальним» розуміється одномірна модель, що відображає зміну електропровідності з глибиною під дією фізичних факторів планетарного походження за відсутності впливу побічної неоднорідності середовища.

Основними факторами, що корелюють з електропровідністю при інтерпретації глибинних зондувань, є температура, пористість, флюїдний режим та тиск.

У роботах [Фельдман, Жамалетдинов, 2009; Морозов, 2006] показано, що положення значень питомого опору (рис. 1.10) на однакових глибинах сягають 3-4 порядків, причому однаково як в природних, так і в штучних полях. Аналогічну підбірку «нормальних» геоелектричних розрізів складено за результатами міжнародного проекту "BEAR", де також спостерігається розрізнені значення опору, що сягає тих же 3-4 порядків на однакових глибинах. Це показує, що ситуація не змінилася на краще і робота по комплексному вивченню глибинної електропровідності літосфери із застосуванням природних і контрольованих джерел не втратила актуальності і до теперішнього часу.

Найбільш повні глибинні геоелектричні дослідження по вивченню верхньої мантії Центральної Європи виконано у рамках проекту "CEMES" [Semenov et al., 2008]. У роботі наведено узагальнені криві зміни позірних опорів з глибиною за результатами інтерпретації методів глибиного ГМВЗ та ГМТЗ у п'яти пунктах в межах СЄП, трьох пунктів у межах зони Тейссера–Торнквіста, одного у південних Карпатах, трьох пунктах в північній частині Панонської западини та по одному на південній та північній границі Богемського масиву. Так, за результатами дослідження верхня мантія розмежовується на дві зони з різною провідністю на глибинах 50 і 250 км. Вони тісно пов'язані з СЄП і фанерозойською плитою західної Європи і добре узгоджуються з геотермальними умовами та глибинним розподілом астеносфери. Така структура добре узгоджується з результатами проекту "BEAR", проведеного на північному продовженні СЄП. Таку ситуацію можна пояснювати неоднорідністю нижніх шарів астеносфери, оскільки перехід до мантії характеризується присутністю анізотропії, яку можна пов'язати з конвективними рухами речовини.

Результати першого досвіду поєднання кривих ГМТЗ з кривими ГМВЗ на опорних пунктах для українських обсерваторій наведено в роботі [Semenov et al., 1996]. У дослідженнях [Логвинов, Астапенко, 2015] проведено оцінку електропровідності верхньої мантії південно-західної частини СЄП. В роботі показано, що нижче глибин 450 км провідність стрімко зростає. Вся територія дослідження характеризується шаром підвищеної провідності потужністю

близько 200 км з центром на глибині 750 км. Автори зазначають, що єдиного провідного шару на глибині 100–200 км за результатами цього дослідження не встановлено.

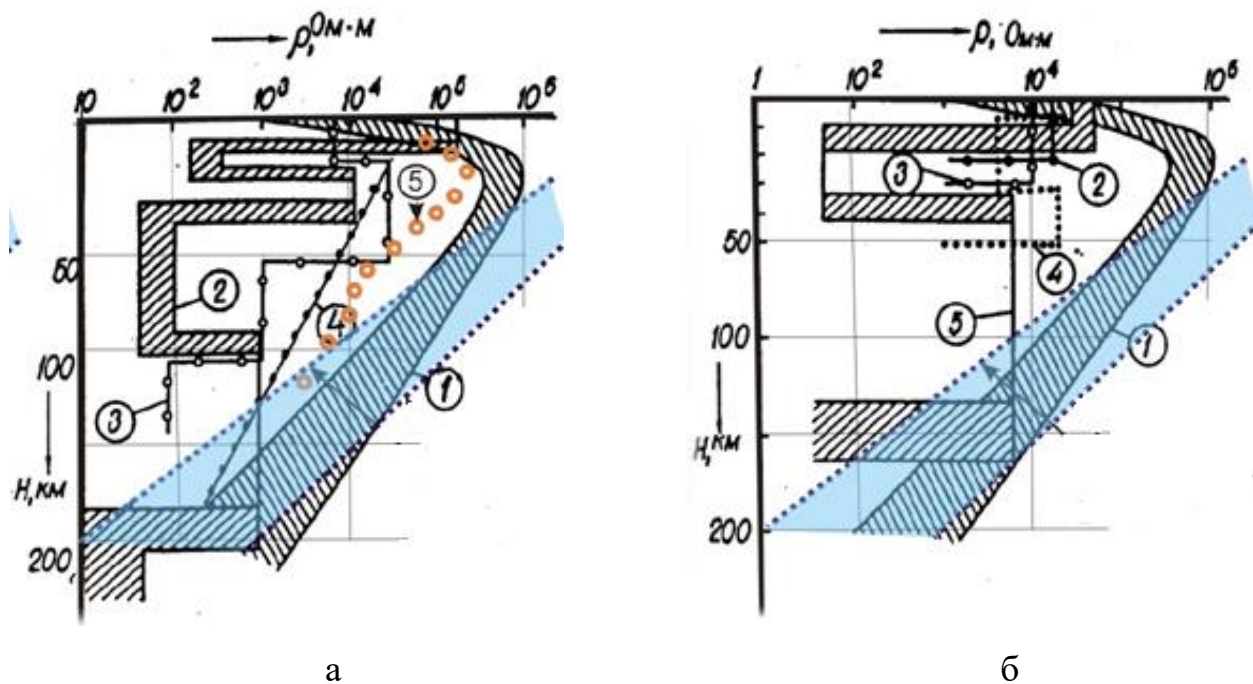


Рис. 1.10. Зіставлення теплової моделі електричного розрізу континентальної літосфери за лабораторними даними з моделями розрізів за результатами зондувань з джерелами: а – природними (1 – Жамалетдинов; 2 – Ковтун; 3 – Владимиров; 4 – Ваньян); б – контрольованими (1 – Жамалетдинов; 2 – Краев; 3 – Lundholm; 4 – Zijl; 5 – Blohm); Синім кольором виділено теплову модель розрізу [Фельдман, Жамалетдинов, 2009].

Важливим завданням побудови "нормальної" кривої геоелектричного розрізу як ССП, так і інших геологічних структур є оцінка його параметрів на всю потужність літосфери, включаючи область передбачуваної астеносфери. Це завдання може бути вирішене лише за допомогою природних джерел електромагнітного поля, що має найбільшу глибинність. Над цим завданням працюють різні колективи авторів у різних куточках світу [Olsen, 2002; Logvinov, 2002; Semenov, Jóźwiak, 2006].

Так, у роботі [Schultz et al., 1993] по вивченню глибинної будови центральної частини Канадського щита за результатами 1D інверсії показано відповідність фазових переходів як у електромагнітних полях, так і за

результатами сейсмічних досліджень. Континентальна літосфера може бути більш однорідною під стадіальними платформами, ніж під тектонічно активними областями, що збільшує ймовірність того, що мантійна провідність може бути регіонально одновимірної. Це дало змогу отримати інформацію про регіональну провідність з однієї ділянки для глибин, що охоплюють границю літосфери – астеносфери, 205–230 км, 410 км і 660 км в зонах сейсмічних переходів.

Однією з узагальнених одновимірних концептуальних побудов Землі можна вважати модель (рис. 1.11), що включаючає осадові басейни, корові аномалії електропровідності, геоелектричну астеносферу та зони фазових переходів на глибинах 400, 650 км [Hermance, 1995].

Одним з основних питань моделювання природного електромагнітного поля є вибір "нормального" розподілу провідності з глибиною, що характерно для типових тектонічних одиниць України [Гордиенко и др., 2005].

Важливим джерелом аномально високої електропровідності в земній корі є часткове плавлення гірських порід при високих температурах. Механічним властивостям частково розплавленої речовини приділяється велика увага, оскільки це є важливим процесом, який зумовлював еволюцію Землі. З позиції механіки частково розплавлена порода – це суміш речовин з великим контрастом властивостей, чутливих до геометрії фаз. Їх властивості суттєво залежать від геометричних параметрів зерен розплаву, їх об'єму, зональності та просторового розподілу. Експериментальні дослідження показують варіації мікроструктур, таких як розплавлені лінзи, зони, шари розплаву. Ці мікроструктури впливають на розподіл розплаву та співвідношення пористості і проникності. На сьогодні достеменно не з'ясовано, як розподіл розплаву змінюється з підвищенням ступеня розплавленості гірських порід. Виникнення розплавів у породах верхньої мантії може бути викликано багатьма тектонічними факторами, такими як рифтогенез, субдукція або формування континентальної літосфери. Точно відомо, що на границях зерен присутні тонкі плівки розплавленої речовини за умов відсутності багатого на Ca, Al, Ti середовища. Співвідношення між розмірами зерен та

електропровідністю показує, що дифузія границь зерен імовірно є транспортним механізмом для носіїв струму [Chakraborty, 2008].

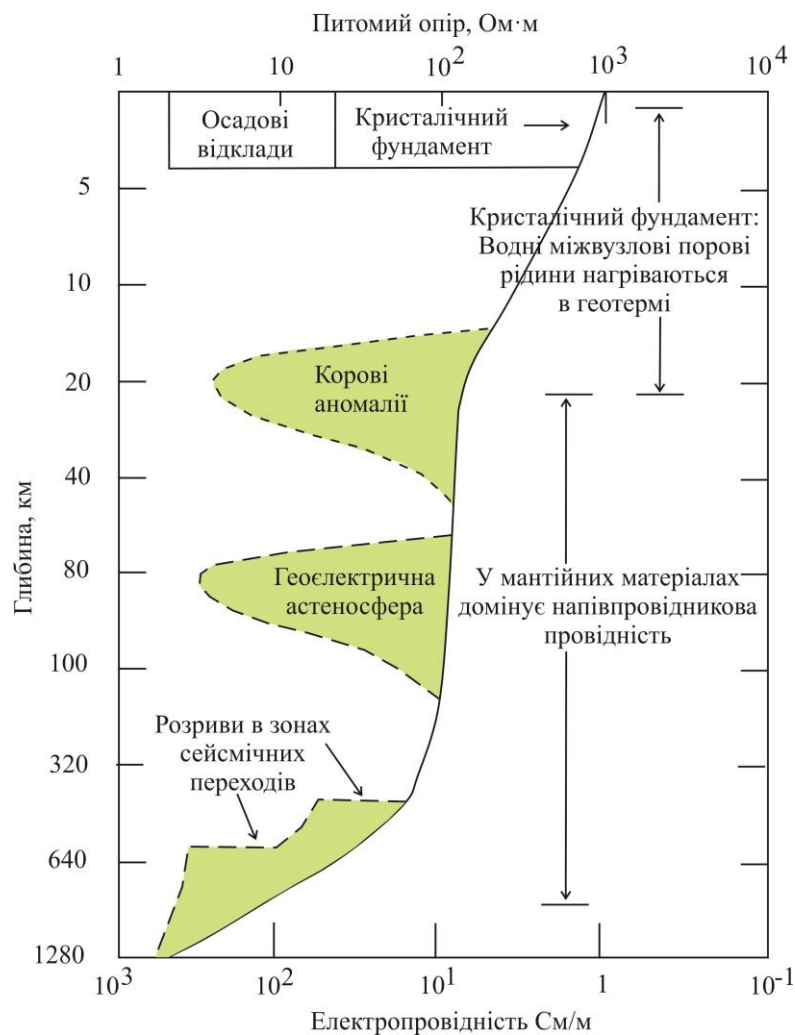


Рис. 1.11. Узагальнена 1D концептуальна модель земної кори та верхньої мантії [Hernance, 1995].

Термін «астеносфера», параметри якої отримані по геоелектричним даним різними авторами, вимагає певного пояснення. На відміну від реологічного шару підвищеної в'язкості, так прийнято визначати астеносферу по сейсмологічним даним, в геоелектриці «астеносферою» називають провідний шар в верхах мантії, верхня кромка якого в деяких районах залягає приблизно на глибинах від 40 до 200 км. Нижче 200–250 км по геоелектричним даним проміжний шар у верхній мантії не спостерігається, що пов'язано з природою електропровідності діелектриків. Провідність діелектриків суттєво підвищується з ростом температури, і починаючи з цих глибин нормальне значення питомого

електричного опору подібно питомому опору провідників з іонною провідністю. В роботі [Hermance, 1995] показано, що глибше 700 км спостерігається різке підвищення електропровідності мантії, і швидше за все цей феномен не можна пояснити плавленням речовини.

Визначення терміну "астеносфера за геоелектричними даними" розуміється як шар високої електропровідності з ρ не більше 100 Ом·м і сумарною поздовжньої провідності не менше 400 См, що спричиняється частковим плавленням.

Тісний зв'язок розподілу електропровідності в надрах верхньої мантії з термодинамічними умовами та фазовим станом порід змушує розглядати параметри «астеносфери» з урахуванням їх залежності від характеру тектонічних процесів у земній корі та верхній мантії і, насамперед, з віком геологічних структур.

У наукових роботах [Летников, 1988, 1999; Киссин, 1997, 2001, 2006; Ребецкий, 2006; Лукин, 2014 та ін.] обговорено уявлення про флюїдну модель формування континентальної літосфери, згідно з якою, завдяки винесенню флюїдних компонентів з астеносферної мантії, відбувається підвищення температури солідусу мантійної матриці і переведення її в тверду літосферу. Винесення гранітизуючих флюїдів із базальтоїдними розплавами у верхні горизонти літосфери сприяло формуванню гранітогнейсового шару земної кори. У підсумку результатом дегазації астеносферної мантії є тришарова модель континентальної літосфери: гранітогнейсовий шар – виснажена мантія – астеносфера. В даних роботах видно, що найбільш потужна літосфера характерна для архейських кратонів, а астеносферний субстрат під ними найбільш багатий сполуками вуглецю, лугів і широкого спектру рудних компонентів. Саме тому до зон підвищеної проникності в межах цих структур приурочені прояви флюїдизаторів – карбонатного, кімберлітового і лужно-базальтового складу з добре виявленими процесами карбонатизації, бітумізації, графітизації порід різного складу, а також широким розвитком вуглецевмісних сполук – карбонатів, карбідів, алмазів, вуглеводневих газів і нафти.

Висновки до розділу 1

Аномалії електропровідності є одним з провідних факторів, що вказують на можливі зони проявів геодинамічних процесів, які відбуваються чи проходили в земній корі і мантії та сформували геоелектричні неоднорідності у літосфері. Насамперед, це стосується побудови моделей формування та проникнення у земну кору глибинних високотемпературних флюїдів – важливого джерела для всіх наступних процесів генезису у верхній мантії та земній корі. За сучасними уявленнями глибинні термодинамічні умови та геодинамічні процеси мають домінуючий вплив на розвиток корисних копалин, в тому числі горючих, а також на накопичення і реалізацію сейсмічної енергії та ін. Це свідчить про значну роль глибинних геоелектричних досліджень у сучасних тенденціях прогнозування родовищ корисних копалин.

Було виявлено різні по конфігурації і геоелектричним параметрам ділянки високої електропровідності на фоні загального високого опору, який характерний для консолідованої кори. Деякі відомі аномалії високої електропровідності добре описані в літературі. Наприклад, унікальні Карпатська і Кіровоградська аномалії електропровідності, протяжність яких сягає кілька сотень кілометрів.

Основним результатом геоелектричних досліджень можна вважати не тільки виявлення численних локальних та регіональних аномалій електропровідності, але і наявність низькоомних глибинних аномалій вздовж протяжних зон розломів, приурочених до зон метасоматозу, спряженість низькоомних аномалій з металогенічними рудними вузлами і геохімічними аномаліями.

Результати побудови глибинних квазітривимірних плівкових геоелектричних моделей сумарної поздовжньої провідності земної кори і верхньої мантії території України [Белявский и др., 2001] надали основну інформацію про просторовий розподіл аномальних зон, однак, залишилися не вирішеними багато питань, а саме:

- не визначені значення питомого електричного опору гірських порід, потужності електропровідних об'єктів;

– не оцінено рівень впливу на отримані результати електричних властивостей поверхневих структур;

– не пояснена можлива природа високої електропровідності і зв'язок геоелектричних властивостей з геологічними і тектонічними об'єктами.

Відповіді на ці питання можуть бути отримані завдяки побудові об'ємних моделей розподілу електропровідності в земній корі і верхній мантії.

Перелік використаних джерел до розділу 1

1. Адам, А. (1984). *Хорошо проводящие дайки в фундаменте Паннонского бассейна. Коровые аномалии электропроводности*. Львов: Наука.
2. Анциферов, А. В. (Ред.) (2010). *Субщелочной докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита*. Донецк: Ноулидж (Донецкое отделение).
3. Белявский, В. В., & Кулик, С. Н. (Ред.). (1998). *Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий*. Київ: Знання.
4. Белявский, В. В., Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., & Сухой, В. В. (2001). *Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Знання.
5. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (2000). Модель электропроводности земной коры Украины. *Физика Земли*, (10), 48—56.
6. Бурахович, Т. К., & Усенко, О. В. (2013). Аномалии электропроводности в зонах анортозитового и щелочного магматизма Украинского щита. *Геодинаміка*, 15(2), 109—111.
7. Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., & Ширков, Б. И. (2015). Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, 37 (6), 42—63.
8. Ванг Чинь, Багдасаров, Н., & Шацкий, В. С. (2016). Происхождение высокоскоростных аномалий под Сибирским кратоном: свидетельство

- мультистадийного андерплейтинга магмы начиная с неоархея. *Геология и геофизика*, 57(5), 906—919.
9. Ваньян, Л. Л., & Шиловский, П. П. (1988). *Электропроводность и флюидонасыщенность земной коры. Астеносфера по комплексу геофизических методов*. Киев: Наукова думка.
10. Гейко, В. С., Цветкова, Т. А., Санникова, Н. П., Ливанова, Л. П., & Гейко, К. В. (1998). Региональная 3-D P-скоростная структура мантии северо-западной Евразии - I. Европа. 1. *Геофиз. журн.*, 20(3), 67—91.
11. Гейко, В. С., Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А., Бугаенко, И. В., & Заец, Л. Н. (2005). Трехмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии (юго-запад ВЕП). *Геофиз. журн.*, 27(5), 927—939.
12. Гиллули, Д. (1975). *Тектонические движения, связанные с эволюцией горных хребтов. Природа твердой Земли*. Москва: Мир.
13. Глевасский, Е. Б. (1989). Палеогеодинамические реконструкции в раннем докембрии юго-восточной части Украинского щита. Чекунов А. В. (Отв. ред.), *Тектоносфера Украины* (с. 188). Киев: Наукова думка.
14. Гордиенко, В. В. (2001). Природа коровых и мантийных проводников. *Геофиз. журн.*, 23(1), 29—39.
15. Гордиенко, В. В., Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., & Логвинов, И. М. (1993). Природа Волынской аномалии электропроводности. *Геофиз. журн.*, 15(1), 71—80.
16. Дахнов, В. Н. (1953). *Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений*. Москва: Госптехиздат.
17. Добрецов, Н. А., Кирдяшкин, А. Г., & Кирдяшкин, А. А. (2001). *Глубинная геодинамика*. Новосибирск: Изд-во СО РАН.
18. Дьяконова, А. Г., Ингеров, А. И., & Кокитянский, И. И. (1986). *Электромагнитные зондирования на Восточно-Европейской платформе и Урале*. Киев: Наук. думка.
19. Жамалетдинов, А. А., & Кулик, С. Н. (2012). Крупнейшие аномалии электропроводности мира. *Геофиз. журн.*, 34(4), 22—39.

20. Знаменская, Т. А., & Чебаненко, И. И. (1985). *Блоковая тектоника Вольно-Подольи*. Киев: Наукова думка.
21. Киссин, И. Г. (2001). *Флюидная система и геофизические неоднородности консолидированной земной коры континентов*. Москва: ОИФЗ РАН.
22. Киссин, И. Г. (2006). Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы. *Флюиды и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума 2003* (С. 85—104). Москва: Наука.
23. Киссин, И. Г., & Рузайкин, А. И. (1997). Соотношение между сейсмоактивными и электропроводящими слоями в земной коре Киргизского Тянь-Шаня. *Физика Земли*, (1), 12—29.
24. Кобранова, В. Н. (1962). *Физические свойства горных пород*. Москва: Госптехиздат.
25. Кулик, С. Н. (2009). Северная ветвь Евразийских аномалий электропроводности. *Геофиз. журн.*, 31(4), 168—180.
26. Кулик, С. Н., & Бурахович, Т. К. (2007). Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*, (4), 21—27.
27. Кулик, С. Н., Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н., & Зайцев, Г. Н. (2010). Проявления сейсмичности в области аномалии электропроводности западной части Приазовского мегаблока. *Геофиз. журн.*, 32(1), 144—154.
28. Кушнир, А. Н. & Бурахович, Т. К. (2019). Электропроводность сейсмоактивных регионов Украины. LAP LAMBERT Academic Publishing. 108с. ISBN 978-613-9-45196-8 (электронное издание).
29. Кушнир, А. Н., & Бурахович, Т. К. (2012). Аномалии электропроводности и внутриплитовые землетрясения западной части Украинского щита и Вольно-Подольской плиты. *Геофиз. журн.*, 34(4), 157—165.
30. Кушнир, А. Н., & Ширков, Б. І. (2013). Комплексна інтерпретація сейсмотомаграфічних та геоелектричних моделей для оцінки геодинамічних процесів. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 13(2), 178—190.
31. Летников, Ф. А. (1999). Флюидалные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. *Вестник ОГГГГН РАН*, 10(4).

32. Летников, Ф. А. (2003). Сверхглубинные флюидные системы Земли. *Докл. РАН*, 390(5), 673—675.
33. Летников, Ф. А. (2006). Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза. *Геология и геофизика*, 47(12), 1296—1307.
34. Летников, Ф. А., Феоктистов, Г. Д., Вилор, Н. В. и др. (1988). *Петрология и флюидный режим континентальной литосферы*. Новосибирск: Наука.
35. Логвинов, И. М., & Астапенко, В. Н. (2015). Оценка проводимости мантии юго-западной части Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журнал*, 37(1), 134—146.
36. Лукин, А. Е. (2014). Углеродородный потенциал больших глубин и перспективы его освоения в Украине. *Вісник НАН України*, (5), 31—36.
37. Махоткин, И. Л., Журавлев, Д. З., Саблуков, С. М., Жердев, П. Ю., Томпсон, Р. Н., & Гибсон, С. А. (1997). Плюм-литосферные взаимодействия как геодинамическая модель формирования Архангельской алмазоносной провинции. *Доклады АН*, 353(2), 228—232.
38. Минеральные ресурсы и закономерности их размещения. Отримано з <http://www.grandars.ru/shkola/geografiya/mineralnye-resursy.html>
39. Морозов, А. Ф. (Ред.) (2006). *Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Выпуск 2*. Москва: ГЕОКАРД: ГЕОС.
40. Николаев, И. Ю., Бурахович, Т. К., & Шеремет, Е. М. (2013). Объемная геоэлектрическая модель Кировоградского рудного района центральной части Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 35(4), 127—139.
41. Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Кривдик, С. Г., Калашник, А. А., Николаев, Ю. И., ... Агаркова, Н. Г. (2014). *Ингульский мегаблок Украинского щита (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые)*. Донецк: Ноулидж.
42. Николаевский, В. М. (1996). Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. *Физика Земли*, 307(1), 41—50.
43. Пархоменко, Э. И. (1989). *Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких температурах*. Москва: Наука.

44. Пашкевич, И. К., Марковский, В. С., Орлюк, М. И. и др. (1990). *Магнитная модель литосферы Европы*. Киев: Наукова думка.
45. Полтарацкая, О. Л., Панрин, В. П., & Попов, Г. И. (1984). *Западно-Якутская аномалия электропроводности. Коровые аномалии электропроводности*. Львів: Наука.
46. Радзивилл, А. Я. (1994). *Углеродистые формации и тектоно-магматические структуры Украины*. Киев: Наукова Думка.
47. Ребецкий, Ю. Л. (2006). Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании. *Флюиды и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума* (С. 120—146). Москва: Наука.
48. Рокитянский, И. И., Логвинов, И. М., & Лугинина, Н. А. (1968). Магнитовариационное профилирование на Украинском щите. *Физика Земли*, (3), 100—106.
49. Рябенко, В. А., & Міхницька, Т. П. (2000). *Рифей України*. Київ: ІГН НАНУ.
50. Рябенко, В. А., Моськина, О. Д., & Злобенко, И. Ф. (1980). *Углеродистые формации западной части Украинского щита*. Киев: ИГН АН УССР.
51. Сараев, А. К., Пертель, М. И., & Ларионов, К. А. (2003). Применение АМТЗ для поисков кимберлитовых трубок: *Материалы 9-ой Региональной конференции “Распространение радиоволн”*. Санкт-Петербург: НИИРФ СПб. ГУ.
52. Сараев, А. К., Пертель, М. И., Никифоров, А. Б., & Романова, Н. Е. (Ред.) (2005). Опыт применения аудиоманнитотеллурических зондирований при поисках кимберлитов: *II Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли*. Москва.
53. Старостенко, В. И., Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н., Легостаева, О. В., Цветкова, Т. А., Шеремет, Е. М., & Шумлянская, Л. А. (2013). Возможная природа сейсмической активности недр Добруджского прогиба и Северной Добруджи. *Геофиз. журн.*, 35(1), 61—74.

54. Фельдман, И. С., & Жамалетдинов, А. А. (2009). *Флюидная и тепловая модели электропроводности литосферы по лабораторным данным*. Апатиты: Геологический институт КНЦ РАН.
55. Хаин, В. Е. (2001). *Тектоника континентов и океанов*. Москва: Научный мир.
56. Хмелевской, В. К. (1997). *Геофизические методы исследования земной коры. Книга 1: Методы прикладной и скважинной геофизики. Учебник*. Дубна: Международный университет природы, общества и человека "Дубна".
57. Цымбал, С. Н. (1996). *Состав верхней мантии под Украинским щитом (по данным изучения кимберлитов и их индикаторных минералов). Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі*. Київ: МГОН України.
58. Шепель, С. І. (2003). *Електричні властивості порід в термобаричних умовах літосфери і геоелектричні моделі*. (Дисертація доктора геол. наук: 04.00.22). Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ.
59. Шеремет, Е. М. (Ред.) (2011). *Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8*. Донецк: Ноулидж.
60. Шмонов, В. М., Витовтова, В. М., Графчиков, А. А., Котельников, А. Р., & Сретенская, Н. Г. (2000). Взаимосвязь электропроводности и проницаемости пород в условиях континентальной земной коры (оценка по экспериментальным данным). *Физика Земли*, (3), 65—70.
61. Яценко, В. Г. (2008). *Геология, минералогия и генезис графита Украинского щита*. Киев: Логос. 127 с.
62. Birt, C. S., Maguire, P. K. H., Khan, M. A., Thybo, H., Keller, R. K., & Patel, J., (1997). The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley – Evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics*, 278(1-4), 211—242.

63. Bjørn Jamtveit, Hakon Austrheim, & Anders Malthé-Sørensen, (2000). Accelerated hydration of the Earth's deep crust induced by stress perturbations. *Nature*, 408(2), 72—78.
64. Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalmberg, K., Soyer, W., Haak, V., (2002). The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Res.*, 107(5)
65. Burakhovich, T. K., Kulik, S. N., & Khazan, Ya. M., (2001). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of Ukraine. *Acta Geoph. Polonica*, 50(4), 547—565.
66. Burakhovych, T. K., Kushnir, A. N., Nikolaev, I. Yu., & Shirkov, B. I., (2015). The 3D geoelectrical model of Earth crust and the upper mantle of the Dobrudzha region. *Геодинаміка*, 18(1), 55—62.
67. Chakraborty, S., (2008). Diffusion in solid silicates: a tool to track timescales of processes comes of age. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 153—190.
68. Chamalaun, F. H., Lilley, F. E. M., & Wang, L. J. (1999). Mapping the Carpentaria anomaly in Northern Australia. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 116, 105—115.
69. Chen Chien-chih, & Chen Chow-son (2000). Preliminary report on the Sanyi-Puli seismic zone conductivity anomaly and its correlation with velocity structure and seismicity in the Northwestern Taiwan. *LETTER Earth Planets Space*, 52, 377—381.
70. Chen, L., Booker, J. R., Jones, A. G., Wu, N., Unsworth, M. J., Wei, W., & Tan, H. (1996). Electrically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying. *Science*, 274, 1694—1695.
71. Ducea, M. N., & Saleeby, J. B. (1996). Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California; evidence from xenolith thermobarometry. *J. Geophys. Res.*, 101, 8229—8244.

- 72.Engels Martin, Toivo Korja, & the BEAR Working Group (2002). Multisheet modelling of the electrical conductivity structure in the Fennoscandian Shield. *Earth, Planets and Space*, 54, 559—573.
- 73.Fon Lawrence Teku (2011). *Magnetotellurics and Geomagnetic Depth Sounding in Queensland, South Eastern Australia – Evidence for the Tasman Line* (Doctoral dissertation). Georg-August-Universität Göttingen, Göttingen.
- 74.Glover, P. W. J., & Vine, F. J. (1994). Electrical conductivity of the continental crust *Geophysical Research Letters*, 21(22), 2357—2360.
- 75.Griffin, W. L., Doyle, B. J., Ryan, C. G., Pearson, N. J., O'Reilly, S., Davies, R., ... Natapov, L. M. (1999). Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras area, Slave craton: composition, structure and origin. *J. Petrology*, 40, 705—727.
- 76.Gupta, J. C., Kurtz, P. A., Cornfield, P. A., & Niblett, E. R. (1985). A geomagnetic induction from IMS data near Hudson Bay, and its relation to crustal electrical conductivity in Central America. *Geophys. J. Roy. Astron.*, 81, 33—46.
- 77.Haak Volker, Stol Johannes, & Winter Helmuth (1991). Why is the electrical resistivity around the KTB hole so low. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66(1–2), 12—23.
- 78.Hermance, J. F. (1995). Electrical Conductivity Models of the Crust and Mantle. *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants*, 1(52), 190—205.
- 79.Jansen, J. C., & Doyle, B. J. (Eds.) (1998). The Tli Kwi Cho kimberlite complex, Northwest territories, Canada: a geophysical post mortum: *Presented at the NWMA Practical Geophysics Short Course*. Spokane: Northwest Mining Association.
- 80.Jenke, G, & Cowan, D. R. (1994). Geophysical signature of the Ellendale lamproite pipes, Western Australia. *Geophysical signatures of Western Australian mineral deposits, Geology and Geophysics department, the University of Western Australia*, 26, 403—414.
- 81.Johannes, B. Stoll & Georg Nover (Eds.) (2001). Promotion of graphite formation by tectonic stress evidences from field studies and laboratory

- experiments: *Contribution to the Workshop on Carbon and its influence on the physical properties of rocks to be held at The American Museum of Natural History 79th St and CPW*. New York.
82. Jones, A. G., & Craven, J. A. (1990). The North American central plains anomaly and its correlation with gravity, magnetic, seismic, and heat flow data in Saskatchewan. *Canada. Jbid.*, 60, 169—194.
83. Jones, A. G., Ferguson, I. J., Chave, A. D., Evans, R. L., & McNeice, G. W. (2001). The electric lithosphere of the Slave craton. *Geology*, 29, 423—426.
84. Karato, S. (1990). The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. *Nature*, 347, 272—273.
85. Khoza, T. D., Jones, A. G., Muller, M. R., Evans, R. L., Miensopust, M. P., & Webb, S. J. (2013a). Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed from 2-D and 3-D inversion of magnetotelluric data: Example from southern Congo craton in northern Namibia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8), 4378—4397.
86. Khoza, T. D., Jones, A. G., Muller, M. R., Evans, R. L., Webb, S. J., & Miensopust, M. P. (2013b). The SAMTEX team 1. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data. *Precambrian Research*, 226, 143—156.
87. Korja, T. (2007). How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics. *Surv Geophys*, 28, 239—272.
88. Korja, T., Engels, M., Zhamaletdinov, A. A., Kovtun, A. A., Palshin, N. A., Smirnov, M. Yu., ... , BEAR Working Group (2002). Crustal conductivity in Fennoscandia—a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth Planets Space*, 54, 535—558.
89. Kulik, S. N. (2004). *High conductivity anomalies in the Continental Earth Crust. Proceedings of the institute of fundamental studies*. Киев: Логос.
90. Lilley, F. E. M., Wang, L. J., Chamalaun, F. H., & Ferguson, I. J., (2001). The Carpentaria electrical conductivity anomaly, Queensland, as a major structure in the Australian Plate. *GSAA Monograph*, 201, 1—16.

91. Logvinov, I. M. (2002). Estimating Deep Electrical Conductivity in Ukraine and around its region by the Horizontal Spatial Gradient Method. *Acta Geophysica Polonica*, 50(4), 567—573;
92. Logvinov, I. M., & Tarasov, V. N. (2018). Electric resistivity distribution in the Earth's crust and upper mantle for the southern East European Platform and Crimea from area-wide 2D models. *Acta Geophys.*, 66(2), 131—139;
93. Macnae, J. C., (1995). Application of geophysics for the detection and exploration of kimberlites and lamproites. *J of Geochem. Explor.*, 53, 213—243.
94. Neska Anne, Anja Schäfer, Lars Houpt, Heinrich Brasse, & EMTESZ WG From Precambrian to Variscan basement (2007). Magnetotellurics in the region of NW Poland, NE Germany and South Sweden across the Baltic Sea. *Kolloquium Elektromagnetische Tiefelforschung Decin*, 151—163.
95. Nolet, G., & Zielhuis, A. (1994). Low S-velocities under the Tornquist - Teisseyer zone: Evidence for water injection into the transition zone by subduction. *Journ. Geoph. Res.*, 99, 813—820.
96. Olsen, N. (1998). The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-responses from 3 to 720 hr. *Geophys. J. Int.*, 298—308.
97. Sakkas, V., Meju, M. A., Khan, M. A., Hook, V., & Simpson, F. (2002). Magnetotelluric images of the crystal structure of Chyulu Hills volcanic field, Kenya. *Tectonophysics*, 346, 169—185.
98. Schmucker, U., (1970). *Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United states*. Berkeley, Los Angeles, London: University of California press.
99. Schultz, A., Kurtz, R. D., Chave, A. D., & Jones, A. G. (1993) Conductivity discontinuities in the upper mantle beneath a stable craton. *Geophys. Res. Lett.*, 20(24), 2941—2944.
100. Selway, K. (2014). On the Causes of Electrical Conductivity Anomalies in Tectonically Stable Lithosphere. *Surv Geophys*, 35, 219—257.
101. Semenov, V. Yu. (1998). Regional Conductivity Structures of the Earth's Mantle: *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences*, 65(302), 122.

102. Semenov, V. Yu., Jozwiak, W., & Pek, J. (2003). Deep Electromagnetic Soundings Conducted in Trans-European Suture Zone. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 84(52), 581—584.
103. Semenov, V. Yu., Kulik, S. N., & Logvinov, I. M. (1996). Estimations of the geoelectrical structure of the mantle in Ukraine. *ДНАН України*, (12), 134—137.
104. Semenov, V. Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., ... Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, 56(4), 957—981.
105. Semenov, V. Yu., Józwiak, W. (2006). Lateral variations of the mid-mantle conductance beneath Europe. *Tectonophysics*, 416, 279—288.
106. Shankland, T. J., & Ander, M. E. (1983) Electrical conductivity, temperature and fluids in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 88, 9475—9484.
107. Shankland, T. J., Duba, A. G., Mathez, E. A., Nover, G., & Heikamp, S. (1994). Evidence for both Fluid and Solid Electrical Conductors in Freshly Cored KTB Rocks, *Eos, Trans. AGU*, 75(44), 676.
108. Smith, R. S., Annan, A. P., Lemieux, J., & Pedersen, R. N. (1996). Application of modified GEOTEM system to the reconnaissance exploration for kimberlites in the Point Lake area, NWT, Canada. *Geophysics*, 61(1), 82—92.
109. Spratt, J. E., Jones, A. G., Jackson, V. A., Collins, L., & Avdeeva, A., (2009). Lithospheric geometry of the Wopmay orogen from Slave craton to Bear Province magnetotelluric transect. *J. Geophys. Res.*, 114, 1—18.
110. Walther John (1990). Fluid dynamics during progressive regional metamorphism: The role of fluids in crustal processes. *National Academy Press*, 15(1), 64—71.
111. Wannamaker P., (2005). Anisotropy versus heterogeneity in continental solid earth electromagnetic studies: fundamental response characteristics and implications for physicochemical state. *Surv Geophys*, 26(6), 733—765.

112. Wark, D. A., & Watson, E. B. (2000). Effect of grain size on distribution and transport of deep-seated fluids and melts. *Geophysical Research Letters*, 27(14), 2029—2032.
113. Wu, X., Ferguson, I. J., & Jones, A. G. (2002). Magnetotelluric response and geoelectric structure of the Great Slave Lake Shear Zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 35—50.
114. Xu, Y., Shankland, T. J., & Poe, B. T. (2000). Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle. *Geophys. J. Int.* 105, B12. 27865—27875.
115. Yardley, B. W. D., & Valley, J. W. (1997). The petrologic case for a dry lower crust. *J. Geophys. Res.*, 102, 12173—12185.

РОЗДІЛ 2

ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ В УКРАЇНІ

В наші дні геоелектрика є одним з провідних розділів загальної та прикладної геофізики. Електромагнітні поля, індуковані в Землі джерелами природного походження, дають можливість отримати унікальну інформацію про глибинну геоелектричну будову, а також про фізико-хімічні процеси, що протікають в її надрах.

Історія вивчення електропровідності кори і мантії Українського щита, Карпат, Донбасу, Дніпровсько-Донецької западини і Криму відноситься до 60-х років минулого століття та пов'язані з іменами В.К. Амірова, А.П. Бондаренка, А.І. Білинського, С.Г. Кремера, С.М. Куліка, І.М. Логвінова, І.І. Рокитянського, Я.С. Сапужака, І.А. Свириденко, Г.М. Ткачева, В.М. Шумана. Пізніше стали широко відомі регіональні дослідження МТЗ під керівництвом А.І. Інгерова, В.І. Трегубенка, В.В. Белявського та Є.М. Шеремета.

Найбільш повний огляд по раніше виконаним дослідженням можна знайти, в монографії [Белявский и др., 2001] яка присвячена результатам вивчення Українського щита і Дніпровсько-Донецької западини електромагнітними методи або у серії статей присвячених електромагнітним зондуванням в Україні [Logvinov, 2015; Logvinov, Tarasov, 2018; Логвинов, Тарасов, 2019].

Самий верхній провідний шар (осадові утворення і кора вивітрювання кристалічних порід) у геоелектричному відношенні описуються інтегральною характеристикою – сумарною поздовжньою провідністю поверхневих відкладів (S_{oc}). Так як ці відкладення є першим провідним горизонтом земної кори, то їх геоелектричні параметри істотно впливають на поведінку магнітотелуричного поля і повинні враховуватися при оцінці глибинної електропровідності.

Карти S_{oc} і потужності приповерхневого провідного шару України та її різних регіонів масштабу 1:1 000 000 і 1:500 000 побудовані за даними МТЗ, методів опору і електричного каротажу свердловин представлені в роботах [Baysorovichetal, 1998; Ingerovetal, 1999; Галецький, 2001; Белявский и др., 2001].

2.1. Фізико-математичні основи електромагнітних методів

Природа МТ поля тісно пов'язана з процесами, що відбуваються на Сонці. В результаті цих процесів Сонце безперервно викидає в космічний простір могутні потоки заряджених частинок – корпускул, створюючих сонячний вітер. За сучасними уявленнями основна причина збурень геомагнітного поля Землі, пов'язана з існуванням сонячного вітру і з процесами, що відбуваються при взаємодії сонячного вітру з магнітним полем Землі.

У магнітному полі Землі завжди присутній «шум» – змінна в часі частина магнітного поля (H). У провідній Землі змінне магнітне поле індукує вторинні, так звані телуричні струми і напруженість (E). Варіації природного електромагнітного поля, за структурою імпульсно є імпульсно-шумовими. В деяких частотних діапазонах варіації можуть мати квазісинусоїдальний вигляд.

У МТ методах використовуються чотири основні типи варіацій електромагнітного поля Землі: пульсації, бухтоподібні коливання, сонячно-добові варіації і світові магнітні бурі.

Пульсації – це короткоперіодні коливання геомагнітного поля в діапазоні частот від сотих частин герц до декількох герц. Вони мають відносно малу амплітуду – менше декількох десятків нТл, рідше 100 нТл і по своїй структурі поділяються на стійкі, або регулярні, та нерегулярні.

В області аудіочастот відомі «атмосферні резонанси». Резонатором є атмосферний хвилевід, а джерелом розряди блискавок.

Бухтоподібні збурення (DP-варіації) отримали назву через своєрідну форму зміни поля. Ці зміни полягають в зменшенні або збільшенні рівня поля тривалістю від 0,5 до 2 годин протягом доби 1–3 рази. Джерелом варіацій цього типу є магнітосферно-іоносферні струмові системи. Амплітуди бухтоподібних збурень зростають зі збільшенням широти. Вони досягають сотень нТл у високих широтах і зменшуються до 10 нТл в середніх і низьких широтах.

Сонячно-добові варіації – це варіації геомагнітного поля з періодом, рівним тривалості сонячної доби. Добові варіації були виявлені ще в початку XVIII ст. і

на цей час вивчені найкраще. На графіках спектральної щільності поля добових варіацій яскраво виявляються піки на частотах 1, 2 і 3 цикла в день, тобто 24-, 12- і 8-годинні коливання.

Світові магнітні бурі зумовлені особливо сильними процесами, що відбуваються на Сонці (спалахи у хромосфері), при яких Сонце викидає в космічний простір могутні потоки заряджених частинок – корпускул. В результаті взаємодії інтенсивних потоків сонячної плазми з магнітосферою Землі відбувається різка деформація і стиснення останньої, внаслідок чого напруженість магнітного поля на поверхні Землі стрибкоподібно збільшується. Цей стрибок називається «Раптовий початок» (Sc-варіації). Крім того, відбувається інтенсивне вторгнення заряджених частинок безпосередньо в магнітосферу Землі. При цьому протони і електрони в магнітосферній плазмі обертаються навколо магнітних силових ліній, утворюючи екваторіальний кільцевий струм, діаметр якого 4–5 діаметрів Землі. «Раптовий початок» триває 1–6 годин, поле ускладнене нерегулярними коливаннями з амплітудою близько 10 нТл і з періодами декілька хвилин. Далі йде початкова фаза бурі, яка змінюється головною фазою. Головна фаза, пов'язана з існуванням екваторіального кільцевого струму, триває 1–5 діб – це безперервне зменшення поля на сотні нТл і повільне відновлення геомагнітного поля. Характерною особливістю магнітної бурі є глобальний характер. Магнітні бурі відбуваються досить часто 1–2 рази на місяць.

Геомагнітна активність має сезонний хід (максимальна в період рівнодення), 27-денну і 11-річну повторюваність.

Широкий спектр періодів геомагнітних варіацій дає можливість, використовуючи природний генератор електромагнітного поля, реалізувати декілька методів геоелектрики, два з яких слугують джерелом прямої інформації про розподіл електропровідності в земній корі і верхній мантії.

У 1950 р. в Доповідях Академії наук СРСР вийшла стаття А.Н. Тихонова «Про визначення електричних характеристик глибоких шарів земної кори». У цій статті розглядалися співвідношення між горизонтальними компонентами магнітотелуричного поля, визначався імпеданс, що характеризує

електропровідність земних надр. Для інтерпретації імпедансу була застосована одновимірна модель. Таким чином, була показана можливість зондувати Землю за допомогою магнітотелуричних спостережень, що виконуються в одній точці земної поверхні.

Ця проста ідея привела до створення нового геофізичного методу, названого магнітотелуричним зондуванням (МТ-зондуванням, МТЗ). У основі МТЗ лежить принцип частотного зондування.

Значною подією того часу була поява статті Луї Каньяра «Фундаментальна теорія магнітотелуричного методу геофізичної розвідки», опублікована в 1953 р в журналі «Geophysics». Каньяр трансформував частотні характеристики імпедансу в криві позірною опорю і на прикладі багат шарових моделей показав, що МТЗ може слугувати прекрасним засобом і відкриває нові можливості для вивчення земної кори і верхньої мантії.

Метою геоелектричних досліджень зазвичай є визначення геометрії структури і фізичного стану речовини Землі. Електричний опір (чи його зворотна величина – електропровідність) в земних породах змінюється в межах 10 порядків. За даними МТ досліджень в материковій земній корі електропровідність змінюється на 3-4 порядки. Такий широкий діапазон змін фізичних властивостей (наприклад, в порівнянні з сейсмічними швидкостями або густиною порід) зумовлений різними причинами і природою утворення провідників.

Фізичні властивості, склад і розподіл температур істотно впливають на електричні параметри і тому питомий електричний опір можна інвертувати в такі поняття, як пористість, мінералізація флюїдів, ступінь плавлення речовини земної кори і мантії. Місцезнаходження електропровідних структур, їх розміри, протяжність є необхідними вихідними даними для побудови геотектонічних гіпотез і моделей процесів, що протікають в Землі.

Методи дослідження геоелектричної будови земних надр ґрунтуються на вивченні індукції зовнішнього іоносферно-магнітосферного електромагнітного поля в середовищі, що характеризується високою електропровідністю в порівнянні з провідністю атмосфери. Метод МТЗ сформульований для

горизонтально-шаруватого середовища, яке не містить локальних неоднорідностей електропровідності. Крім того, метод МВП ґрунтується на аналізі індукції первинного поля в локальних неоднорідностях середовища.

В основі МТ/МВ методів лежить індукційний принцип, що ґрунтується на явищі скін-ефекту – пропорційній залежності глибини проникнення ЕМ поля від періоду (T) коливань. У методі МТЗ звичайно використовують тензор імпедансу $[Z]$ для моделі горизонтально-шаруватого середовища, який визначається із співвідношень між горизонтальними (тангенціальними) компонентами електричного та магнітного полів: $E_\tau = [Z] H_\tau$ (умова Леонтовича) де $E_\tau = E_x, E_y$, $H_\tau = H_x, H_y$. За модулем $|Z|$ розраховується ефективний (позірний) опір геоелектричного розрізу: $\rho_\tau = [Z] 2/\omega\mu \approx 126,7 * 10^3 [Z] 2T$, де $\omega = 2\pi/T$ – кругова частота, $\mu = 4\pi * 10^{-7}$ Гн/м – абсолютна проникність вакууму.

У методі МВП визначається тензор Візе-Паркінсона (типєр), що розраховується із співвідношення між вертикальною та тангенціальною складовими магнітного поля $H_z = [W] H_\tau$, де $[W] = [W_{zx}, W_{zy}]$.

Комплексний вектор W складаються з двох типєрів – дійсного і уявного (умовні позначення C_u і C_v за програмою PTS; Vec_Re та Vec_Im за програмою PRC_MTMV).

Горизонтальний магнітний тензор $[M]$ відображає зміну геоелектричного середовища між базисною (опорною) і польовою точкою. $H_\tau(r) = M(r, r_B) H_\tau(r_B)$. Найчіткіше представлення про будову середовища в околиці польової точки отримуємо у випадку, коли базова точка розміщена в горизонтально однорідній області, яка характеризується нормальним магнітним полем $H_\tau(r_B) = H_\tau^N$.

Головні значення тензора горизонтального аномального магнітного поля M_{yy} і M_{xx} визначають розмірність і орієнтацію структури. За теорією про горизонтально-шарувату Землю маємо $\|M\| = \sqrt{2}$, зони з $\|M\| > \sqrt{2}$ відповідають зонам пониженого опору, а $\|M\| < \sqrt{2}$ – високого [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Однак реальна ситуація складніша ніж та, що заснована на уявленні про плоску електромагнітну хвилю, яка падає на горизонтально-шарувате середовище. Але і таке уявлення не є досконалим. Воно ґрунтується на припущенні, що

соленоїдне первинне магнітне поле може бути розділене на дві моди трансверсально-електричну і трансверсально-магнітну, остання незначна.

На відміну від класичних уявлень [Бердичевский, Дмитриев, 2009], в роботах [Шуман, 2006, 2007, 2010б; Шуман, Савин, 2011] запропоновано нелокальну векторну тотожність імпедансного типу для гармонійного електромагнітного поля на поверхні сферичної Землі, і на його основі виведено систему точних скалярних рівнянь, що визначають цю поверхню. Перші розрахунки скалярних імпедансів на основі співвідношень електродинаміки матеріальних середовищ, які враховують неоднорідність зовнішнього джерела і сферичну симетрію Землі, для чисельних моделей елементарних електропровідних структур наведено у статті [Причепий, 2014].

В монографії [Шуман, Савин, 2011] розглянуто актуальні питання теорії і практики сучасної геоелектрики, зокрема розв'язання прямих і обернених задач електродинаміки неоднорідних анізотропних середовищ, геологічного середовища, а також сучасні методи його дослідження. Увагу приділено кінематичним характеристикам нестационарних електромагнітних полів контрольованих та природних джерел у геологічному середовищі, обґрунтуванню методів інтегральної кінематики у дифузійній зоні. Наведено огляд та аналіз магнітотелуричних і магнітоваріаційних функцій відгуку, відображено їх сучасний стан, в тому числі й нові підходи, запропоновані В. М. Шуманом. Як приклад, проаналізовано скалярні параметри імпедансного типу в процесі моделювання геоелектричних структур на території України, зокрема УЩ, а також проблему імпедансних вимірювань у класичній електродинаміці та методах геоелектрики з природним збудженням поля. Увага сконцентрована на локальному описі магнітотелуричного та магнітоваріаційного відгуків, зокрема на встановленні локального зв'язку між тангенціальними компонентами комплексних амплітуд електричного та магнітного полів на замкнутій межі розподілу середовища та між деякими квадратичними по полю величинами – уявним поверхневим вектором і тангенціальною компонентною комплексного

вектора Пойнтінга на цій межі. Розглянуто систему скалярних рівнянь розсіювальної поверхні (межі розподілу).

Проаналізовано загальну структуру та особливу роль електромагнітних потенціалів і можливості їх декомпозиції у сферичному шарі або зоні. Запропоновано нелокальну векторну тотожність імпедансного типу для гармонічного електромагнітного поля на поверхні неоднорідної сферичної Землі та систему скалярних рівнянь, яка генерується на її основі і визначає цю поверхню.

Запропонована в ряді робіт [Шуман, 2008, 2010 а, б] методика визначення ρ_{II} за допомогою скалярних параметрів ζ, ξ^* або скалярних імпедансів насамперед виключає етап перетворень скалярного типу, тому що ці параметри, визначаються безпосередньо за значеннями електромагнітного поля та є скалярними величинами і відповідно інваріантні. У загальному вигляді співвідношення скалярних імпедансів i , компонент, тензора імпедансу показано у роботі [Причепий, 2012], де показано, що

$$\zeta = Z_1 - Z_2 \operatorname{tg} 2\mu - (Z_3 \cos 2\alpha - Z_4 \sin 2\alpha) / \cos 2\mu,$$

$$\xi^* = Z_2(\varphi_{x,y}) + Z_4(\varphi_{x,y}) \frac{\cos 2\alpha}{\cos 2\mu} + Z_3(\varphi_x) \operatorname{tg} 2\alpha + Z_3(\varphi_x) \frac{\sin 2\alpha}{\cos 2\mu},$$

де α – кут між великою піввіссю еліпса поляризації і віссю OX (азимут великої піввісі); $\mu = i\chi = \operatorname{arctg}(i\kappa)$, де $\kappa = b/a$ – параметр еліптичності поля; a – велика піввісь еліпса; b – мала піввісь; $\theta = \alpha + \mu$ азимут тангенціального магнітного поля. Параметри визначаються зі значень фаз магнітного поля.

Однак для лінійної поляризації магнітного поля ці вирази значно спрощуються:

$$\begin{aligned} \zeta(\alpha) &= Z_1 - Z_3 \cos 2\alpha + Z_4 \sin 2\alpha \\ \xi^*(\alpha) &= e^{2i\varphi} (Z_2 + Z_3 \sin 2\alpha + Z_4 \cos 2\alpha) \end{aligned}$$

Тут

$$\begin{aligned} Z_1 &= (Z_{xy} - Z_{yx})/2, & Z_2 &= (Z_{xx} + Z_{yy})/2, \\ Z_3 &= (Z_{xy} + Z_{yx})/2, & Z_4 &= (Z_{xx} - Z_{yy})/2, \end{aligned}$$

для лінійно поляризованого магнітного поля кут визначається зі співвідношення $\alpha = a \tan(P_H)$, де $P_H = \frac{H_{y0}}{H_{x0}}$ [Причепий, 2012].

Еліпс поляризації такого поля вироджується в лінію, квадрат половини довжини якої $a_H^2 = H_{x0}^2 + H_{y0}^2$, мала піввісь відсутня $b = 0$. На практиці поле може вважатися лінійно поляризованим, якщо співвідношення малої та великої осей досить мале (воно змінюється від 1 при круговій поляризації до 0 при точно лінійній). Якщо велика піввісь еліпса поляризації в кілька десятків раз перевершує малу, в більшості випадків поле може вважатися квазілінійним.

У цьому випадку, коли використано відносно невеликі періоди геомагнітних варіацій, джерела струмів яких формуються в приполярній області, можна застосувати класичні співвідношення [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

2.2. Технологія реєстрації електромагнітних полів

Здебільшого реєстрація ЕМ полів велася синхронно за окремими групами польових і базових пунктів за допомогою цифрової апаратури ЛЕМІ-417. В якості базових МВ пунктів, які було використано як віддалені при протизавадній багатоточковій обробці даних і для синхронізації даних по всьому масиву, застосовувалась геомагнітна обсерваторія «Київ» (ІГФ НАН України) та стаціонарні пункти МВ спостережень в м. Корнин (база практик КНУ), с. Рогізна та інші.

Відповідно до методики проведення польових експериментальних досліджень методами МТЗ і МВП природні електромагнітні поля реєструвалися юезперервно у кожному пункті спостережень продовж 1–5 діб та понад два місяці у окремих випадках з частотою відліків 1 та 4 Гц. Вимірювальні осі орієнтувалися: x – на геомагнітну північ, y – на геомагнітний схід. Одночасно працювало до чотирьох станцій. Перед початком і в кінці кожного польового експерименту виконувалися тести ідентичності використаних інструментів.

Дослідження проводились як у профільному, так і площадному варіантах, довжиною від десятків до сотень кілометрів. Відстань між пунктами спостережень та час спостереження на кожній окремій точці визначалися поставленими завданнями та реальними польовими умовами проведення експерименту.

У переважній більшості пунктів спостережень отримано кондиційні п'ятикомпонентні записи електромагнітного поля, синхронні ще з однією польовою точкою і одним базовим МВ пунктом обсерваторії «Київ». За цими даними здійснювалося оцінювання двохлокальних передаточних операторів – МТ імпедансу Z , МВ типера W_z та синхронних горизонтальних МВ операторів – повного M й аномального M_a .

Оцінювання у більшості пунктах зондування виконувалось у рамках багатоточкової схеми [Varentsov, 2007б], в якій алгоритми когерентного відбракування і багаторівневого рабастного осереднення окремих оцінок передаточних операторів (багатовіконного та multi-RR) [Варенцов и др., 2003] посилено додатковими засобами відбракування спотворених оцінок на основі критеріїв обмеженої просторової та частотної мінливості горизонтальних МВ відгуків між точкою зондування і віддаленими синхронними (RR) точками. Це зі свого боку, дозволило отримати надійні оцінки типерів для періодів геомагнітних варіацій 30–8 000 с, горизонтальних МВ відгуків 10–10 000 с і параметрів імпедансу 10–10 000 с.

Прилади для проведення магнітотелуричних досліджень розробляються у багатьох країнах світу: США, Канаді, Росії, Німеччині, Бразилії та ін. У нашому випадку було використано одні з найкращих світових зразків апаратури для магнітотелуричних методів вітчизняного виробництва – автоматичні цифрові довгоперіодні станції серії LEMІ-417, розроблені у Львівському Інституті космічних досліджень [Пристая и др., 2014]. Станції такого типу мають чутливість для компонент магнітного поля H_x , H_y , H_z (0.01 нТл), та компонент геоелектричного поля E_x , E_y , E_z ($0,5\mu\nu$). Южерелом телуричного поля слугували диполі завдовжки 100 м, чутливими елементами яких були електроди, що не

поляризуються LEMI-701 для довгострокових вимірів. Реєстрація магнітного поля здійснювалася трикомпонентними ферозондовими магнітометрами їх головними перевагами є низький часовий дрейф ($<\pm 5$ нТл/рік) і висока точність вимірювань (похибка 0,02 % протягом 2 років), що є надзвичайно ефективним при глибинних зондуваннях земної кори і верхньої мантії. Синхронізація станцій здійснювалася за допомогою GPS приймача.

Спостереження у польових пунктах велися від 10 годин до 7 діб, відстань між пунктами вздовж профілю в середньому становить від 1,5 до 5–10 км.

У переважній більшості пунктів спостережень отримано кондиційні 5-компонентні записи електромагнітного поля, синхронні з ще однією польовою точкою і одним базисним МВ пунктом обсерваторії «Димер» [Орлюк та ін., 2014]. Матеріали такого рівня задовольняють вимогам до застосування процедур синхронного оцінювання передавальних операторів МТ/МВ полів програмного комплексу PRC_MTMV [Varentsov et al., 1997; Varentsov, 2007a].

2.2.1. Методи обробки експериментальних МТ/МВ спостережень

Більшість сучасних методів оцінювання передавальних операторів базуються на загальних принципах гармонічного аналізу і робастних способах лінійного оцінювання у частотній області. Після відбракування некондиційних записів та придушення завад (препроцесінг) проводиться послідовний аналіз Фур'є відрізків послідовностей варіацій і накопичення лінійних рівнянь, що пов'язують спектральні компоненти МТ полів, для кожного інтервалу періодів оцінювання. Отримані надлишкові системи рівнянь вирішуються частинами з подальшим осередненням чи цілком. Такий підхід реалізується за допомогою двох програмних комплексів: PRC_MTMV, розробленого ЦГЕМІ ІФЗ РАН [Varentsov, 2007a], та PTS – продуктом авторської групи М. Петрищева, О. Ткачова і В. Семенова, за першими літерами прізвищ яких він і отримав назву [Семенов, 1985].

Система PRC_MTMV складається з двох основних модулів, які виконують оцінювання та аналіз передавальних функцій, і серії допоміжних утиліт для імпорту даних з різних МТ станцій, препроцесінгу і ряду інших дій. Методика заснована на отриманні часткових оцінок для окремих відрізків записів і їх відбракуванні за когерентними критеріями з подальшим багаторівневим робастним оцінюванням. Виключення відрізків з інтенсивним низькокогерентним шумом значно полегшує виділення висококогерентного МТ сигналу.

На територіях з високим рівнем техногенних завад є можливість використання «магнітного контролю» – відбракування хоча і часто висококогерентного, але сигналу-завади за відповідністю корисного сигналу просторовій структурі горизонтального МВ поля. При оцінці імпедансу і типеру застосовуються критерії «граничної мінливості», «взаємності», «високої когерентності» часткових оцінок горизонтального МВ відгуку і «граничної амплітуди» типера. Таким чином проводиться сумісний аналіз трьох передавальних операторів.

Програма PTS призначена для обробки даних магнітотелуричних зондувань. У даній програмі справедливість вихідних теоретичних взаємозв'язків між спектрами ЕМ полів по натурним даними оцінюється шляхом одночасного розрахунку як імпедансної, так і адмітансної оцінок. Друга обставина критична при обробці зондувань складних середовищ. Відзначимо також оригінальний підхід до вибору напрямків, в яких додаткові позірні опори відсутні (дорівнюють нулю теоретично, а ці напрямки називають Е- і Н-поляризаціями в двовірному випадку). Спектральний аналіз базується на використанні швидкого перетворення Фур'є.

При завантаженні даних вони повинні бути приведені до загальноприйнятих стандартних одиниць – нТл і мВ/км. На початку файлу повинні йти чотири показника послідовності проходження компонент (H_x , H_y , E_x , E_y). Інтерфейс програми дозволяє задавати ширину вікна обробки, початкову лінію обробки даних, початковий кут повороту полів, їх поляризацію, дискретність відліків та крок повороту.

Слід виділити два етапи обробки. На першому етапі необхідно обрати напрямок, в якому буде проведено обробку, для чого використовуються полярні діаграми. На другому етапі аналізуються значення позірною опорю в обраному напрямку. Для вибору напрямку, в якому середовище квазіоднородне, слід вибрати напрямок з мінімальним значенням додаткової компоненти позірною опорю. Таких напрямків два, вони можуть бути неортогональні.

В процесі обробки перевіряється справедливність вихідних теоретичних взаємозв'язків шляхом аналізу когерентностей. У програмі можливо обмежувати значення квадратів когерентності між вхідними сигналами (магнітними для імпедансної оцінки і електричними для адмітансної), а також множинної когерентності. Інтервал значень обох параметрів (0,1). Параметри визначаються якістю матеріалу, і перший повинен бути якомога менше і прагнути до нуля, а другий – якомога більшим і прагнути до одиниці. При великому значенні когерентності між входами і малою множинною когерентності дані повинні бути охарактеризовані як ненадійні, при цьому і величини розбіжностей оцінок імпедансів і їх адмітансних аналогів будуть значно різнитися між собою. Цю помилку називають помилкою зміщення («bias»), при цьому випадкові помилки у вигляді довірчих інтевалів можуть виявитися набагато меншими через значну статистику даних.

Програма PTS дає можливість розраховувати та візуалізувати добові інтевали для кожного відліку, а також область глобальних даних на періодах довше 10 000 с.

Обидва програмні продукти (PRC_MTMV і PTS) відрізняються методичними рішеннями та способами їх реалізації. Основною ж їх відмінністю є принципово різні підходи до обробки даних МТЗ та МВП. Так, програмний комплекс PRC_MTMV використовує класичні співвідношення на основі тензорного запису комплексного імпедансу. Авторський колектив програми PTS пропонує обирати головні напрямки за полярними діаграмами (тобто такі, в яких один з додаткових опорів дорівнює нулю).

2.3. Сучасні експериментальні магніотелуричні та магнітоваріаційні дослідження території України

Основні результати сучасних експериментальних спостережень території України з використанням автоматичних цифрових магніотелуричних станцій із застосуванням в обробці новітніх програмних комплексів PRC_MTMV [Varentsov 2007] та PTS [Семенов, 1985] опубліковано у монографіях і статтях [Белявский и др., 2001; Logvinov, 2002; Гордиенко и др., 2005, 2006, 2012; Азаров и др., 2005, 2006, 2008; Анциферов и др., 2009; Шеремет и др., 2010; Рокитянский и др., 2012; Старостенко и др., 2013; Николаев и др., 2014; Logvinov, Tarasov, 2018; Логвинов, Тарасов, 2005, 2019]. Ці роботи показали, що у геоелектричному відношенні, і земна кора і верхня мантія на території України є істотно неоднорідними.

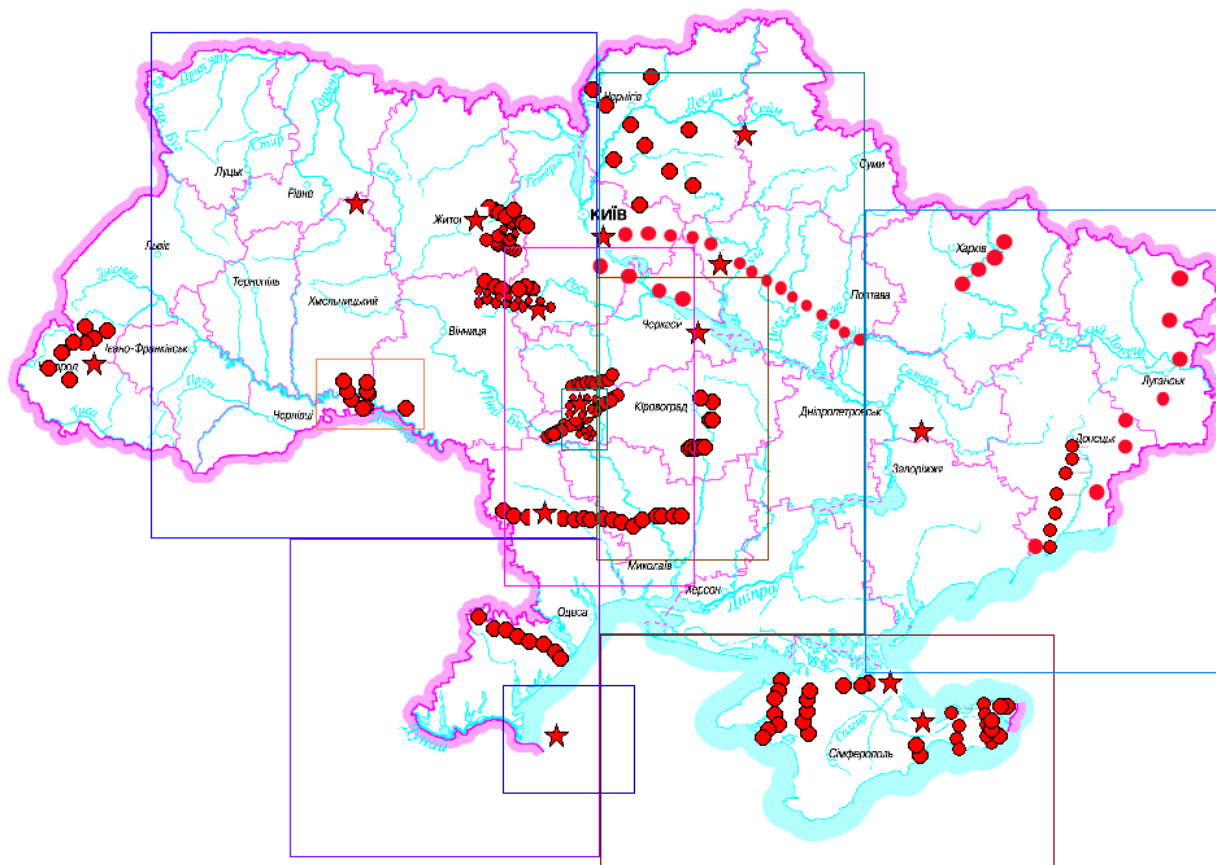


Рис. 2.1. Схема вивченості території України сучасними експериментальними МТ/МВ методами, що виконані у відділі ГПЗіГ під керівництвом Т.К. Бурахович. Зірочками показані пункти ГМТЗ, кружками рядові пункти спостережень МТЗ, за якими виконано інтерпретацію МТ даних для основних геологічних структур України та побудовано тривимірні геоелектричні моделі.

Сучасні експериментальні МТ/МВ роботи з використанням новітніх схем реєстрації (RR або у деяких випадках multi-RR) виконані Інститутом геофізики НАН України та УкрНДМІ за безпосередньою участю дисертанта, представлені на рис. 2.1.

Важливою частиною наукової діяльності, дисертанта була та залишається педагогічна робота, яка полягала в поглибленні програми навчальних практик на Корнинській геофізичній базі КНУ, залучення студентів до реального наукового експерименту, який спирається на передові апаратурні розробки та методичні рішення, забезпечує їх подальшими курсовими та дипломними дослідженнями, актуальними темами і високоякісними геофізичними даними.

2.4. Геоелектричні властивості порід земної кори та верхньої мантії за результатами 1D інверсії кривих ГМТЗ

Найдоступніший спосіб оцінки геоелектричних параметрів середовища була та залишається одновимірна (1D) інверсія геоелектричних даних. Отримані таким чином параметри середовища дають можливість первинної оцінки досліджуваних геоелектричних об'єктів, побудови одновимірних розрізів та подальшої побудови дво- і тривимірних геоелектричних моделей.

В роботі [Бердичевский, Дмитриев, 2009] обґрунтовується стратегія комплексної багатокритеріальної інверсії магнітотелуричних та магнітоваріаційних функцій відгуку.

У геологічних регіонах з плавними горизонтальними змінами електропровідності і потужності шарів зазвичай можна використовувати квазіодновимірну шарувату інтерпретаційну модель, яка характеризується плавним розподілом σ , регуляризуючи магнітотелуричну та магнітоваріаційну інверсії шляхом згладжування отриманих рішень. Такий вид тихоновської інверсії називається згладжуючою інверсією або інверсією ОССАМ. Використання трансформацій Ніблетта, або так званих перетворень кривих $\rho_{\pi}(T)$ в криві, що визначають залежність опору від глибини $\rho(H)$, де опір ρ і границя H – не істинні,

а наближені величини, у більшості випадків метод дає згладжений геоелектричний розріз.

Коли магнітотелуричні методи використовуються у регіонах, де предметом досліджень є контрастні геоелектричні границі між різними геологічними формаціями, згладжуюча інверсія розмиває структури і не відображає важливу інформацію (спотворює або навіть пропускає присутні геоелектричні структури). У таких випадках використовується кусково-однорідна (блокова) інтерпретаційна модель, яка характеризується контрастним розподілом σ , тоді як у магнітотелуричній і магнітоваріаційній інверсії вводиться наближені параметри очікуваного рішення до гіпотетичної контрастної моделі σ_0 .

Згладжуюча інверсія дозволяє з безлічі еквівалентних рішень оберненої задачі обрати рішення з найбільш плавною зміною електропровідності $\sigma(x, y, z)$. Зрозуміло, що таке рішення згладжує реальний розподіл σ . Якщо ж достеменно відомо, що досліджуване середовище містить різкі зміни, то проводиться підвищення контрастності згладженого рішення. У випадку можливості альтернативних рішень необхідно виконувати ряд пробних інверсій, метою яких є перевірка альтернативних гіпотез. Така інверсія зазвичай застосовується при глибинних дослідженнях.

Ефективність інтерпретації значною мірою залежить від обсягу доступної апріорної геологічної і геофізичної інформації. Однак вимоги, що висуваються до апріорної інформації, можна пом'якшити, якщо розглядати обернену задачу як задачу перевірки гіпотез. У такому випадку, якщо мінімізація тихоновського функціоналу дає чітко виражену структуру, відповідаючу одній з гіпотез, то ця гіпотеза приймається як найдостовірніша.

Для основного масиву ГМТЗ даних було використано інверсії Паркера та OCCAM [Parker, Whaler, 1981]. Перший метод засновано на представленні розрізу у вигляді шарів нульової потужності з фіксованою провідністю. За допомогою цього методу можна оцінити параметри сумарної поздовжньої провідності (S) провідників, які виділено у розрізі, де для побудови розрізу використовуються криві (ρ_n) одночасно у всьому частотному діапазоні. Другий метод полягає у

підборі моделі із заданою кількістю шарів, що плавно змінюють свій опір, апроксимуючи експериментальні дані. Інверсія ОССАМ враховує значення фаз імпедансу, що дає змогу оцінити не лише геоелектричні параметри середовища, але й відповідність позірних опорів і фаз імпедансу, що пов'язані з перетвореннями Гільберта.

Невідповідність глобальним даним експериментальних кривих ρ_n подекуди сягала декількох порядків, тому насамперед аналізувався результат одновимірної інверсії ОССАМ за фазовими даними. У діапазоні великих періодів на більшості кривих фазові параметри вказують на присутність «шифт-ефекту» в значеннях позірних опорів. Остаточний результат, отримано з урахуванням «шифт-ефекту» з експериментальних кривих ГМТЗ рис. 2.2 та 2.4.

Також було застосовано 1D інверсію з використанням трансформації Шмукера, Ніблетта, Молочнова–Ле В'єта експериментальних ГМТЗ (див. рис. 2.1), проведених в різних за геологічним віком регіонах (табл. 2.1 та рис. 2.3.). Амплітудні (ρ_n) і фазові (φ) криві в діапазоні періодів від 1–10 до 10 000 с отримано в результаті обробки експериментальних даних з використанням програми PRC MTMV та продовжені даними ГМВЗ.

Трансформації Шмукера засновані на асимптотичних формулах, справедливих для висхідних і низхідних гілок кривих для двошарової моделі, з подальшим їх застосуванням для багат шарового середовища для низхідної

$$\left\{ \begin{array}{l} \tilde{\rho}(z) = 2 \operatorname{Re}(Z)^2 / (\omega \mu_0) \\ z = |\operatorname{Im}(Z)| / (\omega \mu_0) \end{array} \right. \text{ та висхідної } \left\{ \begin{array}{l} \tilde{\rho}(z) = 0.5 / (\operatorname{Im}(Y)^2 \omega \mu_0) \\ z = |\operatorname{Re}(Z)| / (\omega \mu_0) \end{array} \right. \text{ гілок кривої } \rho_T, \text{ де } \varphi_T -$$

фаза імпедансу (в радіанах), Z – імпеданс, Y – адмітанс. Трансформації Молочнова–Ле В'єта засновані на тих же припущеннях, що і трансформація Ніблетта ($S = 1 / \sqrt{\rho_T \omega \mu_0}$, $H = \sqrt{\rho_T} / \sqrt{\omega \mu_0}$). Однак при їх аналізі висхідні і низхідні гілки кривої ρ_n розглядаються окремо [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

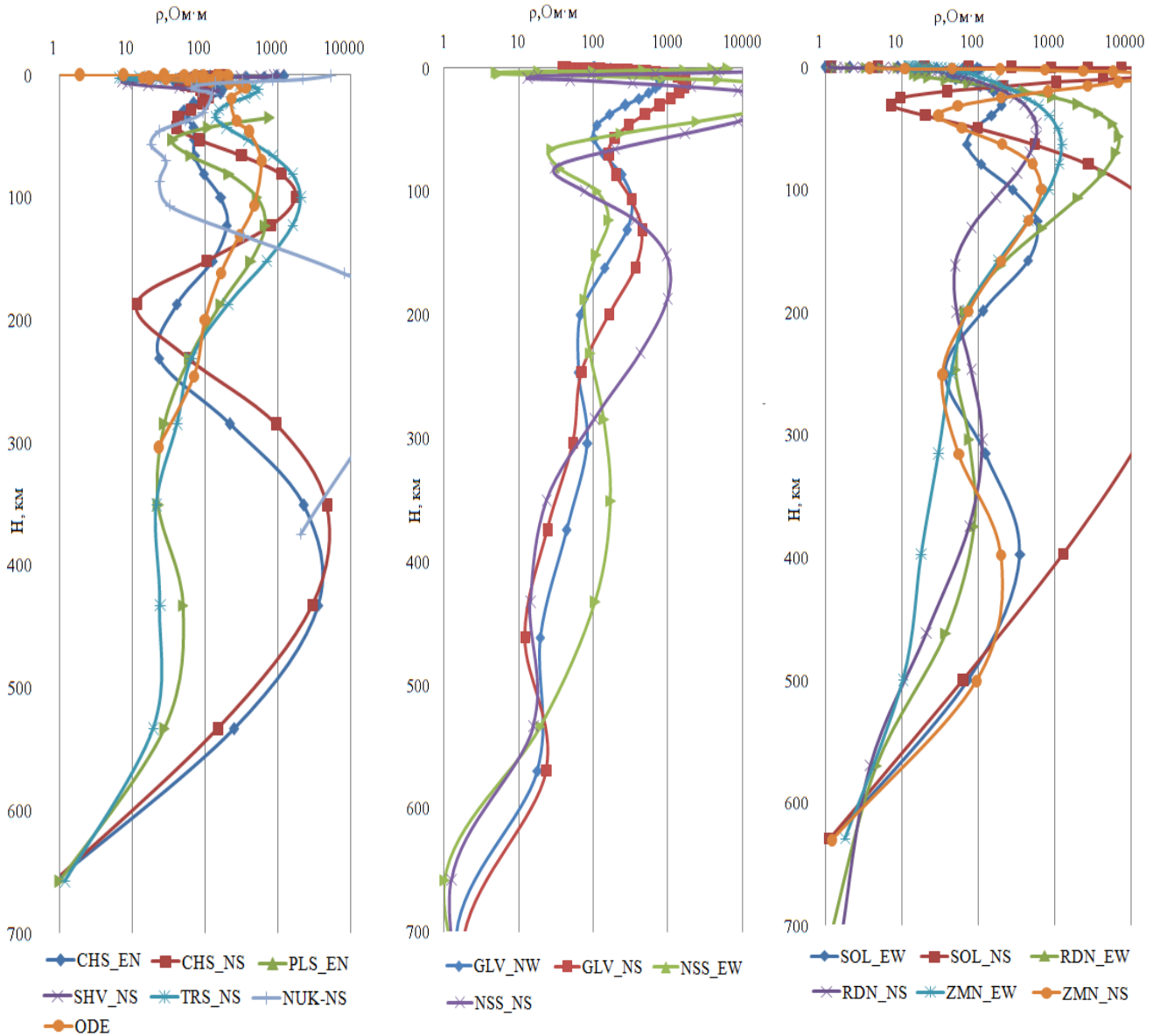


Рис. 2.2. Одновимірна OCCAM інверсія [Parker, Whaler, 1981] кривих ГМТЗ. Пункти: CHS (с. Червона Слобода) – північно-східний схил центральної частини УЩ; PLS (с. Плоска) – Коростенський блок УЩ; SHV (с. Шевченкове) – Придніпровський мегаблок УЩ; TRS (с. Тарасівка) – Ятранський блок ГШЗ; ODE (обсерваторія «Одеса») та NUK (с. Новоукраїнка) – південно-західний схил УЩ; GLV (с. Гологурів) та NSS (с. Несено-Іржавець) південний борт ДДЗ; SOL (с. Солоне) – Індоло-Кубанський прогин; RDN (с. Родноє) – Сиваський прогин; ZMN (о. Зміїний) – північно-західна частина Чорноморського шельфу.

Найбільш повний за глибиною геоелектричний розріз можна отримати з 1D інверсії узагальнених кривих зондувань, побудованих шляхом поєднання кривих МВЗ на опорній геомагнітній обсерваторії з кривою ГМТЗ досліджуваного регіону. Результати першого досвіду використання такої комбінації для українських обсерваторій Львова, Києва, Одеси, а також Корця та Яструбівка (Крим); ρ змінюється від декількох сотень Ом·м у верхній мантії до менш ніж 0,1 Ом·м для $H = 700\text{--}2\ 000$ км в нижній. Верхня мантія під Передкарпатським прогином, Причорноморської западиною і СП значно більш провідна, ніж під УЩ. Водночас дані якісно узгоджуються з "нормальними" розрізами до глибини приблизно 700 км [Бурьянов и др., 1983; Semenov et al., 1996].

Під північно-західною частиною УЩ глибинний розріз мантії відповідає "нормальному" розподілу ρ , в той час як північний схід Придніпровського і східна частина Інгульського мегаблоків характеризуються значеннями в 2–5 разів більшими. На північному борту Белгород-Сумського мегаблока ДДЗ, північному схилі Бузько-Росинського та південно-західній частині Кіровоградського мегаблоків УЩ, північно-західній частині Причорноморського шельфу глибинний розріз характеризується серією електропровідних шарів як в земній корі, так і в мантії.

За результатами осередненої кривої $\rho(H)$ під УЩ (рис. 2.3, а) геоелектричний розріз характеризується $\rho = 1\ 000\text{--}1200$ Ом·м з 16 і до 30 км, глибше 180 км спостерігається плавне зниження рівня до 800–900 Ом·м, на фоні якого фіксується інтервал глибин 80–125 км з $400 < \rho < 800$ Ом·м. Він спостерігається тільки за даними однієї з трансформацій, яка враховує фазову криву імпедансу і була визначена з великою похибкою вимірювань. Тому можна припустити, що до 240 км і глибше 500 км розподіл ρ відповідає «нормальному» для УЩ [Бурьянов и др., 1983], а в інтервалі між ними (240–500 км) вище в 1,5–3 рази.

Дана територія представлена граніто-гнейсовими сланцями. Оцінки ρ_p порід УЩ: граніти і гранодіорити до 1 000–3 000 Ом·м; порфірити і габро 2 000–4 000 Ом·м. За даними МТЗ граніти Новоукраїнського, Уманського, Корсунь-

Новомиргородського та Коростенського плутонів мають опір від 1 000 до 3 000 Ом·м, а гнейси, в яких вони розміщені – 100–1 000 Ом·м.

Геоелектричний розріз під північним бортом ДДЗ (рис. 2.3, б) описує ρ нижче 100 Ом·м на глибині до 10 км і в середньому змінюється від 70 до 10 Ом·м, практично до 600 км. Збільшення електропровідності спостерігається в трьох глибинних інтервалах: $20 < H_1 < 70$ км ($\rho \approx 40\text{--}50$ Ом·м); $90 < H_2 < 150$ км ($\rho = 20$ Ом·м); $240 < H_3 < 300$ км ($\rho = 10$ Ом·м). Важко пояснити збільшення ρ майже 2 рази на глибині 500–640 км відносно «нормального» розподілу.

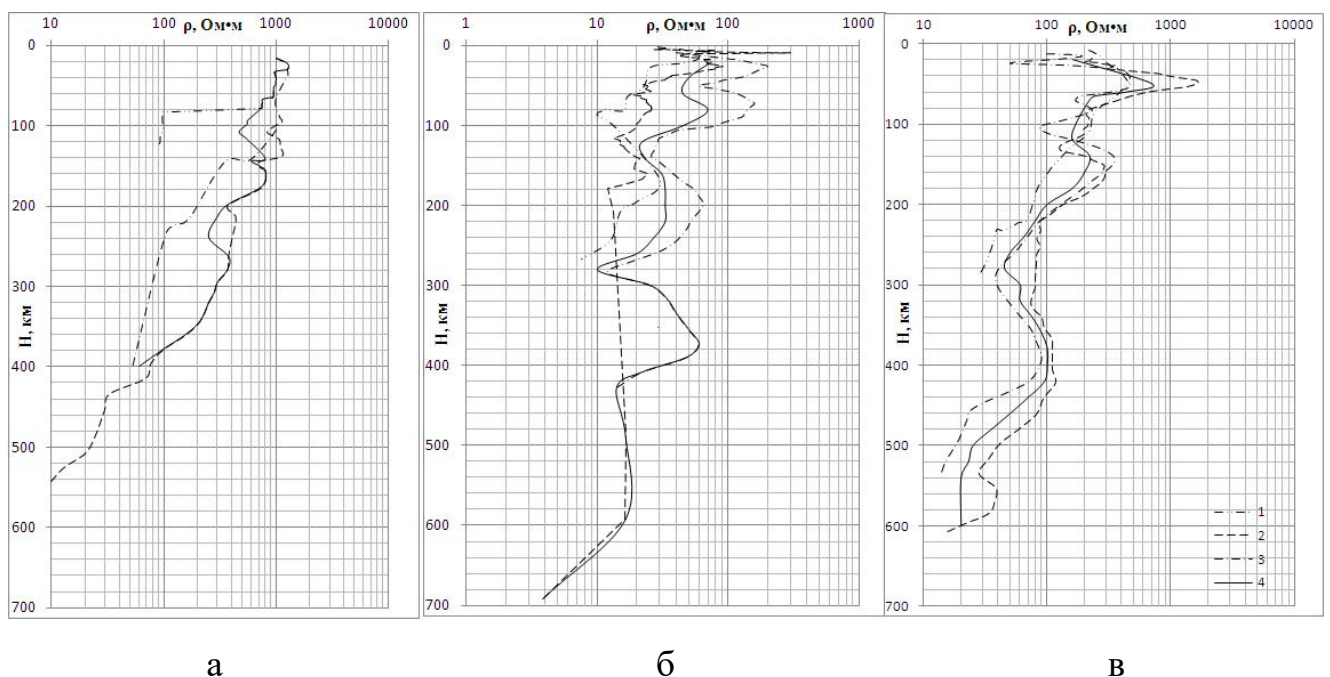


Рис. 2.3. Трансформації кривих ГМТЗ: а – Коростенський блок УЩ; б – північний борт ДДЗ; в – північно-західна частина Чорноморського шельфу (о. Зміїний). Трансформації кривих $\rho_{\Pi}(T)$ в криві $\rho(H)$: 1 – Шмукера; 2 – Нібетта; 3 – Молочнова–Ле В'єта; 4 – усереднена крива $\rho(H)$.

Регіон характеризується складною геоелектричною будовою: 1) наявністю потужної осадової добре провідної товщі ДДЗ, витягнутої з північного заходу на південний схід і її значним градієнтом від 2 500 См (ДДЗ) до 10 См (Воронезький кристалічний масив), 2) сіткою провідників неглибоко залягання до 4 км (максимальна провідність близька за простяганням до ДДЗ) [Гордиенко и др.,

2006] і другого добре провідного об'єкта майже на 180 км уздовж осі ДДЗ, при цьому азимут становить 20–30° (тобто близький до простягання Кіровоградської аномалії), 3) регіональною Кіровоградською глибинною аномалією, витягнутої з півдня на північ – північний схід, яка тягнеться далеко за межі УЩ як на південь в Причорноморську западину, так і на північ через ДДЗ до Воронежського кристалічного масиву. Найчіткіше висока електропровідність ($\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) проявилася на $H = 25\text{--}30 \text{ км}$ [Бурахович, Кулик, 2007]. Крім того, передбачалося, що на $H = 50\text{--}160 \text{ км}$ в верхній мантії під ДДЗ породам притаманні знижені значення ρ . Додатковим підтвердженням цього є дані [Гейко и др., 2005] про неоднорідний розподіл швидкостей поширення поздовжніх сейсмічних хвиль. За існуванням підвищеної електропровідності на H_1 ($\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) і H_2 ($\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) простежує Кіровоградську аномалію на північному борту ДДЗ.

Практично всі трансформації о. Зміїний припускають наявність декількох інтервалів глибин з підвищеною електропровідністю: 1) $H_1 < 30 \text{ км}$, $\rho \approx 200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 2) $H_2 = 60\text{--}140 \text{ км}$, $\rho = 100\text{--}200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 3) $H_3 = 180\text{--}340 \text{ км}$, $\rho = 50\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (рис. 2.3, в). Сам о. Зміїний, а також Зміїноострівне і Вилківське підняття складені напівметаморфізованими породами нижнього палеозою з опором $1\,000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Аномалія електропровідності, що передбачувалась у роботі [Кушнир, Ширков, 2013] і проявилася в діапазоні глибин H_1 і H_2 , витягнута більш ніж на 200 км в субширотному напрямку і приурочена до широкої зони між двома глибинними розломами (Килійським і Печенга-Камена). Виявлені незначні відхилення з різним знаком в 2-3 рази до 320 км і глибше відносно «нормального» розподілу ρ кіммерійської плити.

Провідна астеносфера в Українських Карпатах (на глибині від 70 до 170 км з $\rho = 25 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) різко поглиблюється у напрямку від неогенового Паннонського басейну до СЄП [Zhdanov et al., 1986]. Геоелектричний розріз Карпатської аномалії електропровідності в цій роботі містить добре провідну вставку ($\rho = 0,5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) з покрівлею на глибині 13 км, яка оточена зоною з $\rho = 2 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ потужністю 10 км і областю розміром $90 \times 14 \text{ км}$ під складчастими Карпатами з $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Таблиця 2.1

Результати формальної інтерпретації кривих ГМТЗ [Гищук, Кушнір, 2017].

Нормальний геоелектричний розріз для докембрійської платформи		Інтервали глибин з аномальним опором											
		с. Українка 48°30'27" пн. ш. 31°56'52" сх. д.		с. Шевченково 48°10'50" пн. ш. 36°13'04" сх. д.		с. Червона Слобода 49°22'48" пн. ш. 32°09'07" сх. д.		с. Плоска 50°29'42" пн. ш. 27°01'36" сх. д.		с. Гологурів 50°11'01" пн. ш. 30°58'59" сх. д.		с. Чумаково 51°13'27" пн. ш. 33°53'49" сх. д.	
h , км	ρ_n , Ом·м	h , км	ρ_n , Ом·м	h , км	ρ_n , Ом·м	h , км	ρ_n , Ом·м	h , км	ρ_n , Ом·м	h , км	ρ_n , Ом·м	h , км	ρ_n , Ом·м
0–160	1 000	30–60	300	25–100	3000– 10 000	10–50 90–150	200 600	16–30 80–125	100–1 200 400–800	30–50 90–160	200 180	25–30 50–160	50 20
160–200	600			160–200	4 000	160–200	2 000	–	–	–	–	–	–
200–250	250			–	–	–	–	–	–	220–260	100	–	–
250–320	100	–	–	–	–	–	–	250–500	300–60	–	–	–	–
Нормальний геоелектричний розріз для кіммерід Криму		Інтервали глибин з аномальним опором											
		о. Зміїний 45°15'18" пн. ш. 30°12'15" сх. д.				с. Соляне 45°19'40" пн. ш. 35°24'51" сх. д.				с. Родное 45°42'35" пн. ш. 34°37'10" сх. д.			
h , км	ρ_n , Ом·м	h , км	ρ_a , Ом·м	h , км	ρ_a , Ом·м	h , км	ρ_a , Ом·м	h , км	ρ_a , Ом·м	h , км	ρ_a , Ом·м	h , км	ρ_a , Ом·м
0–110	1 000	< 30 60–100	~ 200 100–200	10–30 50–80	< 1 000 ~ 80	< 5 ~10–20 50–80	20 100 300						
110–140	40	100–140	100–200	–	–	–	–						
140–200	600	180–340	50–100	–	–	–	–						
200–250	250			200–250	25	–	–						

В роботі [Рокитянський, Інгеров, 1999] зроблено висновок, що у геоелектричному розрізі по профілю через Українські Карпати глибина залягання шару високої електропровідності, відповідального за створення магнітоваріаційної аномалії, знаходиться на глибинах 12 ± 4 км, з сумарною поздовжньою провідністю від 2 000 до 10 000 См. Виявлено вплив шару високої електропровідності на глибинах 100–200 км в мантії Внутрішніх Карпат ($S = 1\,200\text{--}5\,000$ См), Зовнішніх Карпатах і СЄП ($S = 500\text{--}1\,000$ См). У роботі [Логвинов, Тарасов, 2003] на підставі двовимірного моделювання векторів індукції виділено ряд аномальних об'єктів в корі і особливий локальний мантійний провідник на глибині близько 80 км.

За результатами квазітривимірного моделювання електромагнітних полів на періодах 150 і 2 000 с у альпійських структурах Карпат аномалію Західних Карпат віднесено до зони зчленування Флішових Карпат та внутрішніх покривів, включаючи Пенінську та Мармарошську зони [Burakhovich et al., 2001]. Визначено параметри Карпатської аномалії електропровідності в корі ($H = 15$ км, $S = 20\,000$ См) і мантії ($H = 70$ км, $S = 6\,000$ См).

Спостереження у 2015 р. електромагнітного поля Землі у широкому діапазоні періодів у центральній частині Карпат (пункт KRW) (див. рис. 2.4) дозволили за результатами інтерпретації, проведеної з використанням одновимірної інверсії

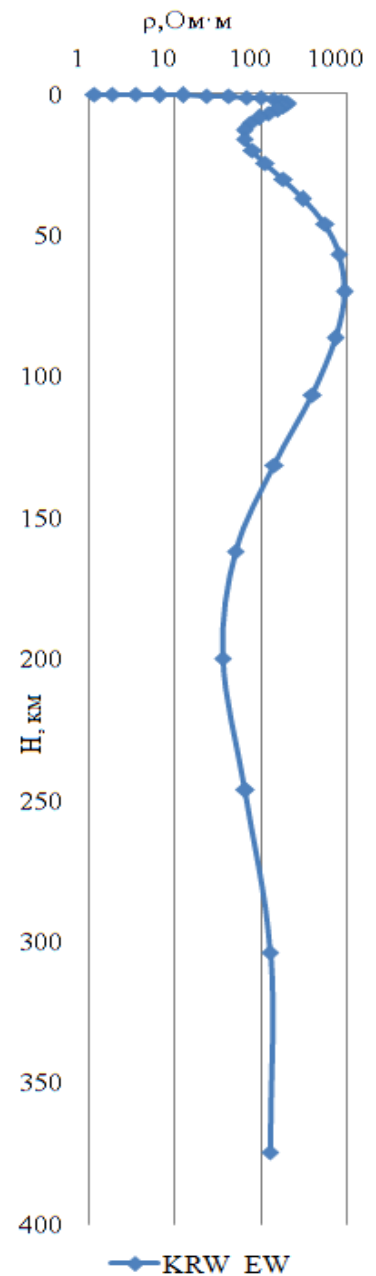


Рис. 2.4. Одновимірна
ОССАМ інверсія
[Parker, Whaler, 1981]
кривої ГМТЗ: KRW
(с. Криве) – центральні
Карпати.

Паркера і ОССАМ, підтвердити наявність Карпатської аномалії і уточнити параметри геоелектричного розрізу кори ($H \approx 10$ км, $\rho \approx 50$ Ом·м) та мантії ($H \approx 100$ км, $\rho \approx 30$ Ом·м).

Таким чином, тільки під північно-західною частиною УЩ глибинний розріз мантії відповідає «нормальному» розподілу ρ , в той час як північний борт Белгород-Сумського мегаблока ДДЗ і північно-західна частина Причорноморського шельфу характеризуються серією електропровідних шарів як в земній корі, так і в мантії, в формуванні яких основна роль, ймовірно, належить глибинним флюїдам.

Отриманий розподіл електропровідності в земній корі та верхній мантії території України може використовуватися при побудові глибинних геологічних і геотектонічних моделей, а також для пояснення геодинамічних процесів регіону. Аномалії підвищеної електропровідності на глибинах до 30 км дають можливість розробити критерії виділення перспективних площ на виявлення нових петро- та рудопроявів корисних копалин.

2.4. Методика тривимірного моделювання електромагнітних полів

У разі, коли об'єктом електромагнітних досліджень є складні геологічні структури, які відрізняється суттєво неоднорідним розподілом осадових відкладів, близьким розташуванням регіональних приповерхневих структур високої провідності, існуванням електропровідних приповерхневих розломів та іншими факторами, необхідно використовувати відповідний інструмент тривимірного моделювання низькочастотних електромагнітних полів. При розрахунках електромагнітного поля було застосовано широко відомий у світовій геоелектричній практиці пакет програмного забезпечення Mtd3fwd [Maskie, Booker, 1999; Maskie et al., 1994], який дає можливість отримувати п'ять компонент магнітотелуричного поля для двох поляризацій.

Методика побудови моделей глибинної електропровідності потребує виконання вимог щодо розміру комірок та їх кількості, а також врахування

впливу на низькочастотне магнітотелуричне поле в локальній області не тільки параметрів глибинного «нормального» горизонтально-шарувового розрізу, але й регіональних латерально-неоднорідних структур, всередині яких розташовані об'єкти дослідження [Бурахович та ін., 2015].

Одним з основних питань моделювання електромагнітних полів є вибір "нормального" розподілу провідності з глибиною, характерного для типових тектонічних одиниць України. У даному дослідженні використано три розподіли, отримані в результаті комбінації даних МТЗ і ГМВЗ. Параметри нормального розрізу для докембрійських і герцинських регіонів України введені на підставі узагальнення понад 100 кривих ГМТЗ на неактивізованих територіях (у геотектонічному сенсі) СЄП [Бурьянов и др., 1987]. Для регіонів з кімерійською або альпійською геологічною історією «нормальні» розподіли характеризуються збільшеною провідністю на мантійних глибинах. Геоелектричні параметри мантії визначено у процесі інтерпретації даних ГМТЗ, отриманих в згаданих тектонічних регіонах.

Дані ГМВЗ, отримані в результаті аналізу довгоперіодних просторових гармонік змінного магнітного поля Землі [Zinger et al., 1993], були покладені в основу як реперні. Крім того, були використані лабораторні вимірювання електропровідності при високих значеннях температури і тиску і оцінки температурного розподілу в надрах неактивізованої СЄП [Бурьянов и др., 1987]. За результатами було побудовано узагальнену криву розподілу питомого електричного опору (N) для докембрійської платформи. Для регіонів з кіммерійською або альпійською геологічною історією прийняті інші параметри «нормального» розподілу.

Для докембрійської платформи: $\rho_1 = 1\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_1 = 160\ \text{км}$;
 $\rho_2 = 600\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_2 = 40\ \text{км}$; $\rho_3 = 250\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_3 = 50\ \text{км}$; $\rho_4 = 100\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_4 = 70\ \text{км}$;
 $\rho_5 = 80\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_5 = 50\ \text{км}$; $\rho_6 = 20\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_6 = 100\ \text{км}$; $\rho_7 = 10\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_7 = 100\ \text{км}$;
 $\rho_8 = 5\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_8 = 160\ \text{км}$; $\rho_9 = 1\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_9 = 200\ \text{км}$.

Для кіммерід Криму: $\rho_1 = 1\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_1 = 110\ \text{км}$; $\rho_2 = 40\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_2 = 30\ \text{км}$;
 $\rho_3 = 600\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_3 = 60\ \text{км}$; $\rho_4 = 50\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_4 = 250\ \text{км}$; $\rho_5 = 100\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_5 = 70\ \text{км}$;

$\rho_6 = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_6 = 80 \text{ км}$; $\rho_7 = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_7 = 100 \text{ км}$; $\rho_8 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_8 = 100 \text{ км}$; $\rho_9 = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_9 = 160 \text{ км}$; $\rho_{10} = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_{10} = 200 \text{ км}$. Розподіл електропровідності земної кори і мантії, отримані за даними геомагнітних обсерваторій «Київ», «Львів» та «Одеса» [Semenov et al., 1996] істотно різняться.

Для альпід: $\rho_1 = 2\,000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_1 = 50 \text{ км}$; $\rho_2 = 500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_2 = 20 \text{ км}$; $\rho_3 = 25 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_3 = 110 \text{ км}$; $\rho_4 = 200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_4 = 20 \text{ км}$; $\rho_5 = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_5 = 100 \text{ км}$; $\rho_6 = 70 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_6 = 35 \text{ км}$; $\rho_7 = 180 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_7 = 20 \text{ км}$; $\rho_8 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_8 = 100 \text{ км}$; $\rho_9 = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_9 = 160 \text{ км}$; $\rho_{10} = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_{10} = 200 \text{ км}$.

Верхня мантія під Передкарпатським прогином і Причорноморською западиною значно більш провідна, ніж під УЩ. Ці відмінності в глобальних розподілах питомого електричного опору на глибинах понад 700 км вже не впливають на результати тривимірного моделювання, наведеного в даній роботі, оскільки у дослідженні аналізуються бухтоподібні геомагнітні варіації, глибина проникнення на цих частотах значно менше 700 км.

Існує багато алгоритмів тривимірного моделювання. Вони широко застосовуються у різних напрямках геофізичних досліджень, оскільки на сьогодні є очевидним, що більшість об'єктів досліджень є саме тривимірними і їх інтерпретація в рамках меншої вимірності є некоректною та не задовольняє сучасним науковим та виробничим вимогам. Найпоширеніший алгоритм тривимірного моделювання геоелектричних даних у світі – програма Р. Маккі, [Mackie, Booker, 1999; Mackie et al., 1994]. Вона є інструментом для створення та розрахунку електричних і магнітних компонент магнітотелуричного поля, типерів і кривих ρ_p . Початковий алгоритм, розроблений Р. Маккі, використовував інтегральну форму рівнянь Максвела для визначення кінцево-різницевої апроксимації для магнітних полів [Mackie et al., 1994]. Надалі розраховувалися електричні і магнітні складові для кожного. Такий алгоритм забезпечує оцінку розрахованих полів з точністю порядку 0,01 % від їх повних значень. В той же час програма унеможлиблює побудову моделі в рамках анізотропного середовища. Програма не потребує спеціальних розрахунків компонент електромагнітного поля на границях комірок. Передбачається, що

2D структура однорідна, паралельна кожному ребру і продовжується безкінечно в перпендикулярному напрямку до ребра. Ребра комірок, паралельні джерелу магнітного поля, відповідають електричним струмам, які протікають в перпендикулярному напрямку, і таким чином розраховуються поля для поперечно-електричної моди. В цьому випадку тангенціальні магнітні поля рівні нулю [Maskie et al., 1994].

На практиці це не зовсім вірно [Maskie, Booker, 1999], оскільки числові похибки для 2D структури розраховуються дещо інакше, ніж для 3D. Така ініціалізація дозволяє істотно прискорити процес обчислення. Програма достатньо швидко вирішує велику кількість ітерацій з такою точністю. Надалі можна розрахувати rotH , тобто отримати значення змінного електричного поля в одиницях системи СІ, при цьому значення первинного магнітного поля джерела дорівнює одиниці.

При побудові 3D моделі завжди потрібно йти на компроміс між точним описом області моделювання та зменшенням загального числа комірок. Потужність (h) першого від поверхні шару (земля–повітря) повинна бути більше $1/10$ довжини скін-шару на найкоротшому періоді для найбільш електропровідного блока поверхні [Maskie, Booker, 1999; Maskie et al., 1994]. Вертикальний розмір комірки повинен бути не більше $1/5 h$ скін-шару. При побудові моделі потрібно враховувати те, що в блоках високого опору різко виростає величина h скін-шару, і тому електромагнітне поле може проникнути під область високої провідності.

Коефіцієнт підвищення h кожного шару дорівнює 1,1–1,2, поки не буде досягнута $1/2$ товщини скін-шару на довгому періоді глибинної частини моделі. Необхідно прийняти одномірний (1D) розріз опору до глибини не менше $1/2$ товщини скін-шару [Maskie et al., 1994].

Горизонтальні розміри комірок сітки також повинні бути не більше $1/10$ товщини скін-шару, але вона повинна бути менше (до 20 %), ніж вертикальний розмір.

Загальний горизонтальний розмір моделі повинен бути у два рази більшим, ніж горизонтальний розмір аномальної області. В залежності від характеру геоелектричних розрізів, сітки експериментальних спостережень електромагнітного поля та специфіки мети дослідження можуть бути обрані різні способи або комплекс способів побудови геоелектричних моделей. Безумовно, кінцевим результатом моделювання повинна бути 3D модель, тому що реальні геологічні структури та розподіл параметрів в надрах земної кори та верхньої мантії дуже складні.

Попередньо область досліджень розділено на комірки таким чином, щоб їх розміри, з одного боку, давали можливість відображення структурних особливостей регіону, а з іншого, відповідали довжині електромагнітної хвилі та іншим фізичним умовам. Отримуємо нерегулярну як в горизонтальній площині, так і по вертикалі мережу комірок. Їх горизонтальні і вертикальні розміри змінюються від десятків метрів до десятків кілометрів. Крім того, для затухання поля по краях моделі передбачено обрамлення з п'яти комірок, розмір яких поступово збільшується. Отже, моделювання здійснюється за допомогою кусково-неперервних функцій [Mackie, Booker, 1999; Mackie et al., 1994].

Основними елементами методики тривимірного моделювання можна вважати:

- апріорно задані значення питомого електричного опору «нормального» горизонтально-шаруватого розрізу земної кори і верхньої мантії, на фоні якого будуються об'ємні геоелектричні моделі;

- неоднорідний розподіл електропровідності приповерхневого провідного шару. Його сумарна провідність переважно відповідає потужності осадових відкладів і корелює з основними структурними геологічними одиницями. Це може бути район суходолу з виходами докембрійських кристалічних порід (щит) з малою провідністю приповерхневих відкладів, осадовий басейн з чималою сумарною поздовжньою провідністю чи акваторія моря з різними

глибинами. Значною мірою це визначає електропровідність верхньої частини розрізу і поведінку всіх геоелектричних параметрів взагалі;

- глибинна електропровідність регіону та глибинні аномалії.

Посуті, код моделювання є ітераційною процедурою послідовного розрахунку і визначення похибок обчислень сигналів-відгуків вхідної моделі, порівнюючи їх з даними вимірювань, послідовно вводячи зміни в модель там, де розрахунки не задовольняють реальним даним, повторюючи процедуру, допоки не буде досягнута необхідна відповідність виміряних і розрахованих даних [Maskie et al., 1994].

Основна відмінність між вихідним алгоритмом і видозміненим полягає в використанні граничних умов і методу збудження поля. Початкова програма обчислення 2D полів уздовж кожного зрізу через 3D модель [Maskie et al., 1994]. Надалі ці поля використовуються для установки граничних значень і задання внутрішніх параметрів моделі. 2D поля були обчислені за допомогою окремої програми, а потім передавалися в програму 3D через файл. Нова версія вже не вимагає окремого обчислення поля на границях. Вона припускає, що 2D структури паралельно кожному краю простягаються рівномірно до нескінченності в напрямку, перпендикулярному до краю. На границях моделі, паралельних джерелу магнітного поля, електричний струм протікає по нормалі до них і таким чином проводяться розрахунки ТЕ моди. На границях, перпендикулярних джерелу магнітного поля, протікає паралельно до них, породжуючи нульові дотичні магнітні поля [Maskie, Booker, 1999].

Хоча 3D моделювання виконується згідно з аналізом результатів розрахунків і помилок, певні процедури необхідно проводити для того, щоб задати відповідну початкову модель. Для досягнення такої мети поетапний підхід є обов'язковою умовою. По-перше, потрібно визначити основні структури моделі. Це можливо або за результатами безпосередніх досліджень електромагнітних передавальних функцій, або з детального аналізу виміряних даних (індукційних векторів, значення параметрів асиметрії, діаграм і тензорів

імпедансу тощо). Такий аналіз вже дає уявлення про структурні границі і регіональні структури, які будуть включені в модель. По-друге, внесок основних структур в моделі перевіряється шляхом послідовної зміни їх параметрів, таких як опір, вертикальні і латеральні розміри як самої моделі, так і окремих її частин навіть до рівня комірок [Maskie, Booker, 1999; Maskie et al., 1994].

Таким чином, процес моделювання – це складна послідовна процедура розрахунку магнітотелуричних полів і порівняння результатів із спостереженими експериментальними даними, причому вона виконується багаторазово до досягнення задовільного рівня збіжності між експериментально виміряними даними і розрахованими значеннями.

Висновки до розділу 2

Електромагнітні поля, індуковані в Землі джерелами природного походження, дають можливість отримати унікальну інформацію про глибинну геоелектричну будову, а також можуть забезпечити виявлення різномасштабних/різномісцевих геоелектричних неоднорідностей та вивчення глибинної структури земної кори і мантії України, її тектонічних особливостей, зон прояву геодинамічних процесів та інше.

Завдяки сучасному підходу до обробки експериментальних синхронних МТ/МВ зондувань були отримані глибинні геоелектричні параметри літосфери у різних геологічних структур України.

Апарат моделювання Mtd3wd R.L. Maskie використовується для обчислень електричної і магнітної компонент магнітотелуричного поля для тривимірних аномальних тіл, що збудені плоскою електромагнітною хвилею. Алгоритм 3D моделювання базується на інтегральній формі рівняння Максвелла для кінцево-різницевої апроксимації магнітного поля другого порядку.

Проблема електромагнітної індукції в Землі полягає в тому, що локальні аномалії створюють суттєві ефекти далеко за межами аномальних областей. Така ситуація ускладнює інтерпретацію даних і побудову моделей, оскільки

помилки в одному пункті можуть бути компенсовані даними, отриманими в іншому пункті. Крім того, більшість об'єктів пошуку в рудній і структурній електророзвідці здебільшого є складними тривимірними структурами, тому основним способом аналізу та інтерпретації експериментальних даних залишається тривимірне моделювання. Чисельне моделювання (або рішення прямих задач електродинаміки) є найбільш потужним і доступним апаратом для аналізу реальних задач глибинної і розвідувальної геоелектрики.

На сьогодні з використанням сучасного польового матеріалу побудовані різні тривимірні моделі як регіональної характеру (східної частини УЩ і Донбасу; західної частини УЩ; центральної частини УЩ, яка переважно пов'язана з Кіровоградської аномалією електропровідності), так і локальні моделі (Кіровоградського рудного поля, Голованівської шовної зони, унікальних метабазитових утворень (Тарасівської та Троянківської структур ГШЗ), модель Могилів-Подільської сейсмонебезпечної ділянки, о. Зміїний).

Перелік використаних джерел до розділу 2

1. Азаров, Н. Я., Анциферов, А. В., Шеремет, Е. М., Глевасский, Е. Б., Есипчук, К. Е., Кулик, С. Н., ... Бородыня, Б. В. (2005). *Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита*. Киев: Наук. думка.
2. Азаров, Н. Я., Анциферов, А. В., Шеремет, Е. М., Глевасский, Е. Б., Есипчук, К. Е., Кулик, С. Н., ... Пигулевский, П. И. (2006). *Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита*. Киев: Наук. думка.
3. Азаров, Н. Я., Анциферов, А. В., Шеремет, Е. М., Глевасский, Е. Б., Есипчук, К. Е., Кулик, ... Курлов, Н. К. (2008). *Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита*. Донецьк: Вебер.
4. Анциферов, А. В., Шеремет, Е. М., Есипчук, К. Е., Анциферов, В. А., Пигулевский, П. И., Кулик, С. Н., ... Никиташ, Л. П. (2009). *Геолого-*

- геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита. Донецк: Вебер.*
5. Белявский, В. В., Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., & Сухов, В. В. (2001). *Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины.* Киев: «Знание».
 6. Бердичевский, М. Н., & Дмитриев, В. И. (2009). *Модели и методы магнитотеллурики.* Москва: Научный мир.
 7. Бурахович, Т. К., Ганієв, О. З., & Ширков, Б. І. (2015). Моделювання глибинної будови Голованівської шовної зони за даними геоелектрики. *Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Геологія*, (2), 39—45.
 8. Бурахович Т. К., Кулик С. Н. (2007) Трехмерная модель Кировоградской аномалии электропроводности. *Геофиз. журн.* 29(1). 45—55.
 9. Бурьянов, В. Б., Гордиенко, В. В., Завгородняя, О. В., Кулик, С. Н., Логвинов, И. М., & Шуман, В. Н. (1987). *Геофизическая модель тектоносферы Европы.* Киев: Наук. думка.
 10. Бурьянов, В. Б. Гордиенко В. В., Кулик С. Н., & Логвинов, И. М. (1983). *Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов.* Киев: Наук. думка.
 11. Baysorovich, M. M., Tregibenko, V. Iv., & Nasad, A. G. (1998). Geoelectric heterogeneities of Ukraine's lithosphere. *Геол. журнал*, 2(1), 23—35.
 12. Варенцов, И. М. (Ред.) (2003). *Методы синхронных электромагнитных зондирований: Первая Всероссийская школа-сименар по электромагнитным зондированиям Земли.* Москва: ОИФЗ РАН.
 13. Варенцов, И. М., Соколова, И. Ю., & Мартанус, Е. Р. (2003). Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR. *Физика Земли*, (2), 30—61.
 14. Галецький, Л. С. (Ред.) (2001). *Атлас “Геологія і корисні копалини України”.* Київ: ДТ “Такі Справи”.
 15. Гишук, О. В., & Кушнир, А. М. (2017). Формальная интерпертация кривых глубинного магнитотеллурического зондирования: *Третья*

Международная научная конференция «Актуальные проблемы геосреды и зондирующих систем». Киев: Талком.

16. Гордиенко, В. В., Гордиенко, И. В., Завгородняя, О. В., Ковачикова, С., Логвинов, И. М., Тарасов, & В. Н., Усенко, О. В. (2005). *Украинский щит (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Корвінпресс.
17. Гордиенко, В. В., Гордиенко, И. В., Завгородняя, О. В., Ковачикова, С., Логвинов, И. М., Пек, Й., ... Усенко, О. В. (2006). *Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Корвінпресс.
18. Гордиенко, В. В., Гордиенко, И. В., Завгородняя, О. В., Ковачикова, С., Логвинов, И. М., Тарасов, В. Н., & Усенко, О. В. (2012). *Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Наук. думка.
19. Гейко, В. С., Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А., Бугаенко, И. В., & Заец, Л. Н. (2005). Трехмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии (юго-запад ВЕП). *Геофиз. журн.*, 27(5), 927—939.
20. Кушнир А. Н., Ширков Б. И. (2013) 3D геоэлектрическая модель о. Змеиный. *Геодинаміка*, 15(2). 198—200.
21. Логвинов, И. М., & Тарасов, В. Н. (2003). Геоэлектрическая модель тектоносферы вдоль международного геотраверса II (Карпатский регион) на основании двумерного моделирования векторов индукции. *Геофиз. журнал*, 25(6), 85—94.
22. Логвинов, И. М., & Тарасов, В. Н. (2005). Геоэлектрическая 2 D-модель Кировоградской аномалии электропроводности. *Геофиз. журнал*, 27(5), 754—769.
23. Логвинов, И. М., & Тарасов, В. Н. (2019). Электропроводность коры и мантии Восточно-Европейской платформы в западной части Украины по данным 2D инверсии. *Геофиз. журнал*, 41(1), 44—75.
24. Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Кривдик, С. Г., Калашник, А. А., Николаев, Ю. И., ... Агаркова, Н. Г. (2014). *Ингульский мегаблок Украинского щита (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые)*. Донецк: Ноулидж.

25. Орлюк, М. И., Сумарук, Т. П., Сумарук, Ю. П., & Роменець А. О. (2014). Оцінка вкладу індукційних струмів у вікову варіацію геомагнітного поля (за даними українських геомагнітних обсерваторій). *Геофизич. журнал*, 36(2), 111—120.
26. Пристай, А. Н., Проненко, В. А., Корепанов, В. Е., & Ладанивский, Б. Т. (2014). Роль электрических измерений при глубинном магнитотеллурическом зондировании Земли. *Геофиз. журнал*, 36(6), 173—182.
27. Причепий, Т. И. (2012). Зависимость скалярных импедансов от азимута комплексного вектора магнитного поля. *Геофиз. журнал*, 34(3), 129—136.
28. Причепий, Т. И. (2014). Визуализация данных МТЗ по способу скалярных импедансов для численных моделей элементарных проводящих структур. *Геофиз. журнал*, 36(3), 132—145.
29. Рокитянский, И. И., & Ингеров, А. И. (1999). Электромагнитные исследования Карпатской аномалии электропроводности. *Геофиз. журнал*, 21(4), 59—70.
30. Рокитянский, И. И., Терёшин, А. В., Трегубенко, В. И., Голубцова, Н. С., Ингеров, А. И., & Савченко, Т. С. (2012). Обзор наблюдений МВП-МТЗ в южной части Кировоградской аномалии электропроводности и первый опыт пленочного моделирования структуры УЩ. *Геофиз. журнал*, 34(3), 92—101.
31. Семенов, В. Ю. (1985). *Обработка данных магнитотеллурического зондирования*. Москва: Недра.
32. Старостенко, В. И., Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н., Легостаева, О. В., Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А., & Шеремет, Е. М. (2013). Возможная природа сейсмической активности недр Преддобруджского прогиба и Северной Добруджи. *Геофиз. журнал*, 35(1), 67—74.
33. Шеремет, Е. М., Кривдик, С. Г., Пигулевский, П. И., Кулик, С. Н., Бурахович, Т. К., Загнитко, В. Н., ... Алехин, В. И. (2010). *Субщелочной*

докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита. Донецк: Ноулидж.

34. Шуман, В. Н. (2006). Методы и модели электромагнитных зондирующих систем: состояние, ограничение и новые возможности. *Геофиз. журнал*, 28(1), 17—30.
35. Шуман, В. Н. (2007а). Прикладная геоэлектродинамика и магнитотеллурический эксперимент. *Геофиз. журнал*, 29(1), 22—44.
36. Шуман, В. Н. (2008). Система локальных векторных тождеств импедансного типа для гармонического электромагнитного поля на замкнутой регулярной границе раздела и задачи геоэлектрики. *Геофиз. журнал*, 30(3), 3—13.
37. Шуман, В. Н. (2010а). Электродинамика геосреды и методы геоэлектрики. *Геофиз. журнал*, 32(2), 28—42.
38. Шуман, В. Н. (2010б). Магнитотеллурический импеданс: фундаментальные модели и возможности их обобщения. *Геофиз. журнал*, 32(3), 18—28.
39. Шуман, В. Н., & Савин, М. Г. (2011). *Математические модели геоэлектрики*. Киев: Наукова думка.
40. Varentsov, Iv. M. (2007а). Array of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. *Electromagnetic sounding of the Earth's interior. Methods in geochemistry and geophysics*, 40, 259—273.
41. Varentsov, Iv. M. (2007б). Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. *Electromagnetic sounding of the Earth's interior. Methods in geochemistry and geophysics*, 40, 263—277.
42. Burakhovich, T. K., Kulik, S. N., & Khazan, Ya. M. (2001). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of Ukraine. *Acta Geoph. Polonica*, 50(4), 547—565.
43. Tichonov, A. N., Lipskaya, N. V., & Janovsky, B. M. (1964). Some results of the deep magneto-telluric investigation in the USSR. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 15(4), 275—279.

44. Ingerov, A. I., Rokityansky, I. I., & Tregubenko V. I. (1999). Forty years of MTS studies in the Ukraine. *Earth Planets Space*, 51, 1127—1133.
45. Logvinov, I. M. (2002). Estimating Deep Electrical Conductivity in Ukraine and around its region by the Horizontal Spatial Gradient Method. *Acta Geophysica Polonica*, 50(4), 567—573.
46. Logvinov, I. M. (2015). Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica*, 63(5), 1216—1230.
47. Logvinov, I. M., & Tarasov, V. N. (2018). Electric resistivity distribution in the Earth's crust and upper mantle for the southern East European Platform and Crimea from area-wide 2D models. *Acta Geophys.*, 66(2), 131—139.
48. Mackie, R. L., & Booker, J. (1999). *Documentation for mtd3fwd and d3-tomt*. San Francisco: GSY-USA Inc.
49. Mackie, R. L., Smith, J. T. & Madden, T. R. (1994). Three-dimensional electromagnetic modelling using finite difference equation: the magnetotelluric example. *Radio Sci.*, 29, 923—935.
50. Parker, R. L., & Whaler, K. A. (1981). Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction. *J. Geophys. Res.*, 86, 9574—9584.
51. Semenov, V. Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., ... Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, 56(4), 957—981.
52. Semenov, V. Yu., Kulik, S. N., & Logviniv, I. M. (1996). Estimation of the geological structure. *Доп. НАН України*, (12), 134—137.
53. Varentsov, Iv. M., Golubev, N. G., Martanus, E. R., Sokolova, E. Yu., & Nalivaiko, K. V. (1997). *MT processing system PRC-MTMV and its applications: Russian-German seminar "Actual problems in deep EM studies"*. Moscow: OIFZ RAS.
54. Zhdanov, M. S., Golubev, N. G., Varentsov, I. M., Abramova, L. M., Shneer, V. S., Berdichevsky, M. N., ... Bilinsky, A. I. (1986). 2D model fitting of a

geomagnetic anomaly in the Soviet Carpathians. *Annales Geophysicae*, 4(3), 335—342.

55. Zinger, B. Sh., Kuvshinov, A. V., Mishina, L. P., & Finberg, E. B. (1993). Global geomagnetic sounding: new methodology. *Physics of the Earth*, (1), 34—42.

РОЗДІЛ 3

ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ НЕОДНОРІДНОСТІ УЩ ТА ЙОГО СХИЛІВ

На території України і в суміжних регіонах основними елементами докембрійських структур є елементи Східноєвропейської платформи – Український кристалічний щит і його схили та Волино-Подільська плита. В історії консолідації літосфери СЄП виділяються кілька масштабних подій, серед яких об'єднання західної і східної частин УЩ у єдину структуру у період 2,5–2,6 млрд років тому, колізія літосферних плит Сарматії і Фенноскандії близько 1,7–1,8 млрд років тому. Фактично ці події стали фінальними у формуванні більшої частини УЩ як структури з докембрійським фундаментом. Аномалії електропровідності є одним з головних факторів визначення можливих наслідків докембрійських геодинамічних процесів, ускладнених інтрузивним магматизмом, дають можливість дослідити передумови формування та розробити перспективні технології для пошуку рудопроявів корисних копалин.

3.1. Глибинна геоелектрична будова УЩ за результатами 3D моделювання

За останніми уявленням УЩ складається з шести мегаблоків з трьома шовними зонами: Оріхівсько-Павлоградською (ОПШЗ), Західноінгулецько-Криворізьською (ЗІКШЗ), Голованівсько-Ядліво-Трахтемирівською (ГЯТШЗ) відповідно до кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію [Єсипчук, 2004]. У схемі узагальненого речовинного складу УЩ виділяється ще одна шовна зона – Немирівсько-Кочерівська, що розділяє Волинський, Подільський, Бузько-Росинський мегаблоки, і об'єднує Звездаль-Заліську, Немирівську, Брусилівську та інші глибинні ЗР західної частини УЩ (рис. 3.1).

На сьогодні для території УЩ накопичено великий експериментальний матеріал – криві ρ_p і індукційні параметри в діапазоні періодів 0,1–2 000 с [Ингеров, Рокитянский, 1993; Vaysovich et al., 1998], отримані цифровими МТ

станціями ЦЭС-2, і дані глибинного МТЗ у широкому діапазоні періодів аж до добових, виконаних науковцями Інституту геофізики НАН України [Бурахович и др., 1988] за допомогою аналогових станцій МЭВС-5.

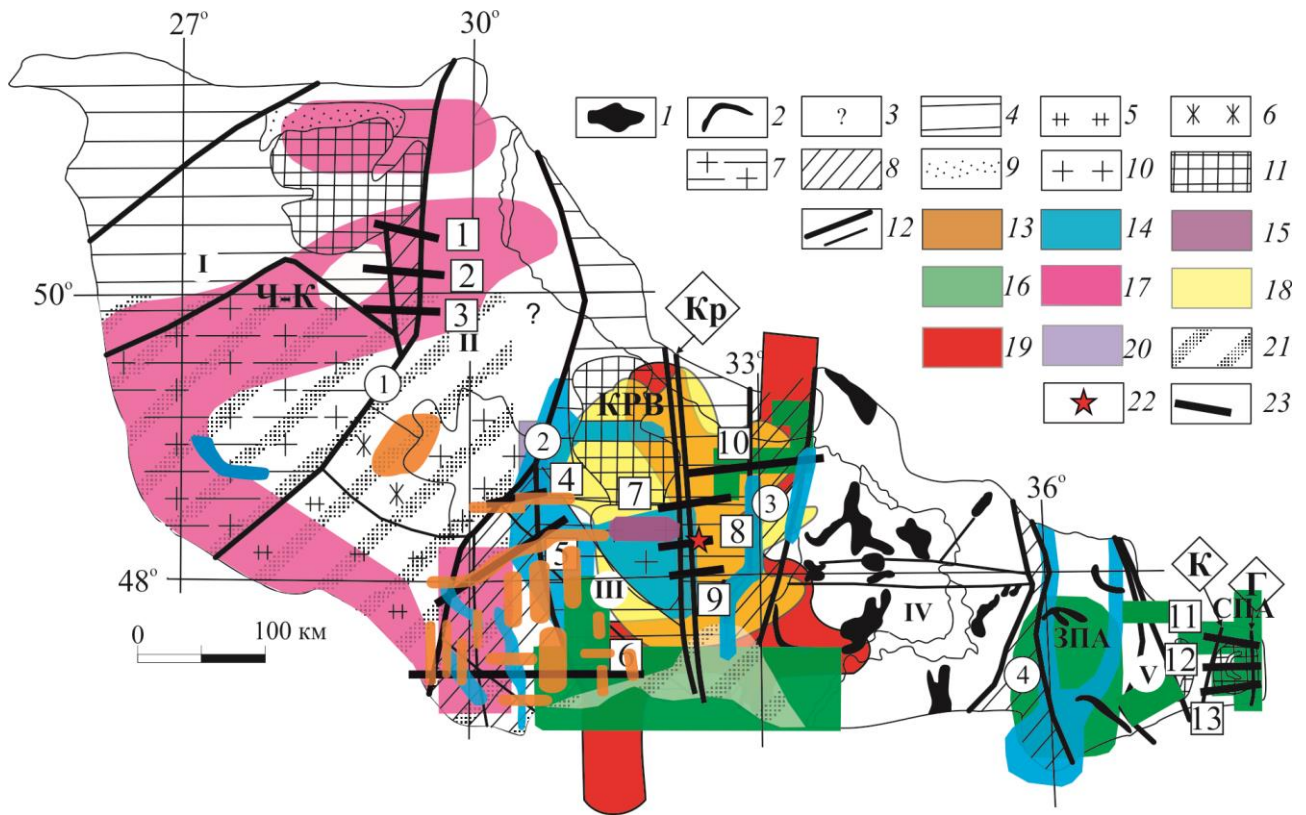


Рис. 3.1. Сучасні експериментальні МТ і МВ дослідження, 3D аномалії електропровідності в земній корі і верхній мантії [Ширков и др., 2015, 2016; Бурахович и др., 2015г, 2018] на схемі узагальненого речовинного складу мегаблоків УЩ за [Глевасский, 2005].

Мегаблоки: I – Волино-Подільський; II – Бузько-Росинський; III – Інгульський; IV – Середньопридніпровський; V – Приазовський.

Шовні зони (цифри в кружках): 1 – Немирівсько-Кочерівська; 2 – Голованівська; 3 – Інгулецько-Криворізька; 4 – Орхівно-Павлоградська.

Зони розломів у межах мегаблоків: Кр – Кіровоградська; К – Кальміуська; Г – Грузько-Єланчикська.

Гранітні і метаморфічні комплекси: (1 – задовільно збережені; 2 – перетворені в протерозої, сильно еродовані; 3 – умовно граніт-зеленокам'яні, інтенсивно перетворені в протерозої; 4 – гранітогнейсові, протерозойські) граніт-зеленокам'яні, архейські; деталізація речовинного складу геоблоків на більш глибинному зрізі відносно їх назв: 5 – глибокому: грануліти, чарнокітоїди; 6, 7 – середньому: 6 – собіти, 7 – Бердичівські граніти; 8 – комплекси шовних зон, нерозчленовані. Характерні структурно-формаційні зони і великі масиви магматитів: 9 – Овруцька, 10 – калієвих гранітів, 11 – рапаківі-габро-лабрадоритів і (Приазовський геоблок) сублужних гранітів, лужних і нефелінових сієнітів, габро-сієнітів); 12 – головні розломи. 13–21 – аномалії

підвищеної електропровідності за даними тривимірного моделювання з верхньою кромкою на глибині: 13 – 0–100 м, 14–2 км, 15–5 км, 16–10 км, 17–15 км, 18 – 20 км, 19 – 25 км, 20 – 30 км, 21 – 50–70 км; аномалії з власною назвою: Ч-К – Чернівецько-Коростенська, Кр – Кіровоградська, ЗПА – західного Приазов'я, СПА – східного Приазов'я. 22 – Клинецьське родовище золота. 23 – лінія профілю МТЗ (цифри в квадратах): 1 – Макарівський; 2 – Сквирський; 3 – Фастівський; 4 – Уманський; 5 – Первомайський; 6 – Довжанка-Бузьке; 7 – Кіровоградський; 8 – Клинецьський; 9 – Бобринецький; 10 – Lemi-1; 11 – Тельманівський; 12 – Хомутовський; 13 – Кузнєцовський.

Спільними зусиллями Інститутів НАН України зі створення геолого-геофізичних моделей шовних зон на території УЩ, починаючи з 2005 р. [Азаров и др., 2005, 2006; Анциферов, 2008, 2009], були виконані експериментальні МТ і МВ дослідження за допомогою сучасних цифрових станцій LEMІ. Обробка польових матеріалів здійснювалась на основі програмного комплексу PRC_MTMV [Varentsov, 2007].

За наявними експериментальними даними, використовуючи для розрахунків програму Mtd3fwd [Mackie, 1994], побудовано регіональну тривимірну геоелектричну модель земної кори та верхньої мантії УЩ [Кулик, Бурахович, 2007]. Це моделі добре відомі Кіровоградська аномалія в Інгульському мегаблоці і ІКШЗ (див. рис. 3.1) та Чернівецько-Коростенська аномалія в Подільському і Росинському мегаблоках південно-західного схилу УЩ [Бурахович и др., 2015в]. Також побудовано регіональну 3D модель західної частини Приазовського мегаблока [Анциферов, 2010] і локальні: Кіровоградського рудного району (КРР) [Николаев и др., 2013], ГШЗ [Бурахович и др., 2015а, б, г; Ширков и др., 2017] і сейсмонебезпечних ділянок – Могилів-Подільської та Новодністровської [Кушнір, Бурахович, 2012].

Основний результат геоелектричних досліджень полягає в тому, що в надрах земної кори УЩ спостерігається особливе природне явище – висока електропровідність, яка концентрується в окремих ділянках кори і верхньої мантії і формує зони різної інтенсивності і глибини залягання. Аномалії високої електропровідності розташовані на глибинах від поверхні фундаменту до 30 км з ρ від 1 до 100 Ом·м. Ці зони по різному характеризують геологічні регіони.

Субвертикальні зони високої електропровідності співпадають з міжблоковими розломами УЩ. Аномалії електропровідності цього типу можуть свідчити про високу проникність флюїдів у шовних зонах в процесі їх утворення і про значну флюїдонасиченість міжзернового простору. В межах мегаблоків – Подільського, Бузького, Інгульського і Приазовського також спостерігаються субвертикальні електропровідні зони. Вони характеризуються меншою протяжністю і корелюють з глибинними розломами другого рангу.

У геоелектричному відношенні УЩ поділяється на західну, центральну і східну частини [Бурахович и др., 2015а, б, г, 2018; Ширков и др., 2017].

Західна частина. Волинський, Подільський, Росинський, Бузький мегаблоки характеризуються низьким електричним опором порід земної кори в її нижній частині, так звана Чернівецько-Коростенська аномалія ($h = 15\text{--}30$ км $\rho = 5$ Ом·м на території УЩ і 20 Ом·м на півдні Волино-Подільської плити). Крім того, регіону притаманна висока провідність на астеносферних глибинах від 70 до 125 км з $\rho \approx 25$ Ом·м. Немирівсько-Кочерівська шовна зона (НКШЗ) розташована в межах Чернівецько-Коростенської аномалії електропровідності на границі ділянок з високим і низьким питомим електричним опором.

Але найцікавішою особливістю моделі є субмеридіональна східна границя провідника в верхній мантії південно-західної частини УЩ між 31° і 32° сх. д. ГШЗ оконтурює цю мантійну провідну структуру. У роботах [Гейко и др., 2006; Цветкова и др., 2012] показано, що за даними сейсмотомографії уздовж цієї межі в мантії (глибше 50 км) швидкість поширення сейсмічних хвиль змінюється від низької на заході до високої на сході.

Центральна частина об'єднує із заходу на схід – ГШЗ, Інгульський мегаблок і ІКШЗ. Складена протерозойськими утвореннями (Інгульський мегаблок), відрізняється високою електропровідністю по всьому розрізу земної кори. Це свідчить як про аномально високу проникність порід палеопротерозойського блоку, так і про сучасні прояви активізації.

За результатами одновимірної інверсії даних АМТЗ і МТЗ центральної частини УЩ виділяються: 1) істотно диференційований по ρ_n Інгульський

мегаблок (від 10 до 5 000 Ом·м), низькоомні ІКШЗ і ГШЗ (до 300-500 Ом·м), Причорноморська западина (до 300 Ом·м), Кіровоградська ЗР (10–1 000 Ом·м); 2) територія між Кіровоградською і Криворізько-Кременчуцьким ЗР з поверхні і до глибин близько 30 км характеризується низькими значеннями $\rho_{\text{п}}$ (від 10 до 300 Ом·м); 3) глибинні ЗР (Криворізько-Кременчуцька, Західноінгулецька, Інгулецька, Кіровоградська, Первомайська) на геоелектричних розрізах виділяються як низькоомні субвертикальні структури; 4) КРР характеризується низькоомною областю (менше 300 Ом·м) до глибин близько 50 км; 5) в межах КРР в південно-східній частині Новоукраїнського масиву з глибини 7 км простежується низькоомна аномалія (менше 100 Ом·м).

Розрахунки геоелектричної 3D моделі дозволили виявити різну просторову орієнтацію аномалій електропровідності в центральній частині УЩ – субширотну і субмеридіональну, яка відповідає поверхневим і глибинним аномаліям електропровідності.

На фоні «нормального» розподілу поверхневих відкладів в ГШЗ виявлено дві аномалії з субширотною орієнтацією в просторі в самій верхній (до 100 м) частині розрізу, одна з яких може бути південно-західним продовженням Субботсько-Мошоринської ЗР. Південніше (48°00' сх.ш.) розташована система провідників субмеридіонального простягання, яка збігається з частинами Ємилівської, Первомайської і Звенигородсько-Братської, Західноінгулецької і Криворізько-Кременчуцької ЗР.

В межах КРР [Николаев и др., 2014] і ГШЗ [Бурахович и др., 2015а; Ширков и др., 2016, 2017] виділяється розгалужена мережа провідників від 100 м до 2,5 км з низьким $\rho = 50$ Ом·м, які приурочені до окремих частин Звенигородсько-Братської, Субботсько-Мошоринської, Смілянської, Лелеківської, Конкської, Ємилівської, Тальнівської, Первомайської та Кіровоградської ЗР. На цих глибинах простежуються і провідники ($\rho = 10$ Ом·м) Західноінгулецької (між Чигиринським і Долинським масивами гранітоїдів) і Криворізько-Кременчуцької ЗР.

На глибинах 5–10 км і більше аномалії електропровідності (навіть якщо вони просторово і збігаються з розташуванням глибинних ЗР) з субвертикальних, (зі збільшенням глибини) перетворюються в субгоризонтальні провідні структури (шари). Винятком на глибині від 5 до 20 км є провідник з розмірами 5×45 км, розташований в структурі центральної частини Новоукраїнського масиву; а також частина Первомайської ЗР в районі перетину з Тальнівською ЗР в інтервалі глибин 10–20 км і, можливо, східне продовження Субботсько-Мошоринської ЗР в межах ІКШЗ і північній частині Криворізько-Кременчуцької ЗР на території УЩ на глибинах від 10 до 30 км. Глибинна аномалія (10 км) у вигляді складної субширотної зони в надрах південного схилу УЩ виділяється в районі перетину основних ЗР: Первомайської, Кіровоградської, Західноінгулецької і Криворізько-Кременчуцької. Окремою провідною субмеридіональною структурою проявляється на південь від 48°00' пн.ш. Тальнівська ЗР.

Західна границя Кіровоградської аномалії на глибинах від 20 до 25 км з $\rho = 10\text{--}50$ Ом·м розташована в зоні давнього транс регіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ, а в інтервалі 25–30 км з $\rho = 50$ Ом·м відповідає Кіровоградській глибинній ЗР. Сама ж аномалія охоплює територію, що включає ІКШЗ, і є витягнутою з півдня на північ–північний схід структурою з просторовими розмірами від 50 до кількох сотень кілометрів і тільки на півдні УЩ змінює своє простягання на субширотне уздовж Конкської ЗР (див. рис. 3.1).

Крім цього, з великою впевненістю можна припускати існування мантійного провідника в інтервалі глибин 50–120 км в південній частині Інгульського мегаблока. Його північна межа повинна проходити південніше 47°20' пн.ш. На схід від 32° сх. д. вона доходить до 47°40' пн.ш. Максимальне поширення на північ спостерігається уздовж Кіровоградської аномалії, в глибинних ЗР: Західноінгулецькій і Кіровоградській [Николаев и др., 2013].

Просторово абсолютна більшість родовищ рудних корисних копалин на території центральної частини УЩ потрапляє в області аномалій підвищеної електропровідності [Бурахович и др., 2015г; Ширков и др., 2016].

Східна частина. З погляду геоелектрики – це Середньопридніпровський мегаблок, ОПШЗ і Приазовський мегаблок. Архейський Середньопридніпровський мегаблок, не порушений процесами протерозойської тектоно-магматичної активізації, характеризується як зона аномально високого опору. 3D модель, побудована на основі використання експериментальних геоелектричних досліджень, характеризується як зонами аномально високого опору (північна частина Західно Приазовського мегаблока – Вовчанський блок), так і аномально низького. У напрямку із заходу на схід це найбільш інтенсивна аномалія в районі ОПШЗ, Гуляйпільського і Андріївського блоків Західного Приазов'я, Центрального Приазов'я (глибина залягання від поверхні до 2 км, $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в районі Азово-Павлоградської та Центрально-Приазовської ЗР і південній частині Андріївського блоку; від 2 до 10 км, $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в районі Гуляйпільського і Андріївського блоків і ОПШЗ) і третій глибинна (10–50 км) низькоомна (ρ до 100 Ом·м) ділянка розташована на границі Східного Приазов'я зі Скіфською плитою в районі Грузько-Єланчицької ЗР. За даними сейсмотомографії в досліджуваному регіоні виділяються зони розшарування, а отже області підвищеної проникності [Цветкова и др., 2012].

3.2. Перспективи геоелектричних досліджень шовних зон УЩ для пошуку рудопроявів корисних копалин

Шовні зони це унікальні геологічні структури. З їх формуванням пов'язані основні етапи розвитку давніх платформ. В геофізичних полях вони виділяються як граничні зони з різноманітними характеристиками. Їм притаманна особлива будова структурних поверхів, прояви активних

геодинамічних процесів та наявність багатого набору корисних копалин. Шовні зони найчастіше проявляються як зони підвищеної електропровідності.

Зазвичай, шовні зони – протяжні лінійні структури, молодші за віком від мегаблоків, які їх обмежують, і можуть містити формації, які відповідають кільком етапам утворення мегаблоків. Не всі ці структури добре вивчені і загально визнані. З погляду зору геоелектрики всі без винятку шовні зони тією чи іншою мірою супроводжуються аномаліями високої електропровідності на різних глибинах в надрах земної кори. Прогнозуванню корисних копалин в докембрії на основі створення геолого-геофізичних моделей шовних зон УЩ присвячений цикл монографій [Азаров и др., 2005, 2006; Анциферов, 2008, 2009; Шеремет и др., 2013; Ширков и др., 2016].

Практично всі ендегенні родовища і рудопрояви металічних корисних копалин, зокрема великі і унікальні, контролюються розломними і шовними зонами.

Визначення рудної спеціалізації шовних зон УЩ і їх зіставленням за аналогією з відомими: Східнокарельською, Центральнокарельською і Ладозько-Ботнічною на Балтійському щиті; Саяно-Таймирською, Котуйканською, Біляхською на Алданському; поясів Кейп-Сміт, Томпсон і Гренвіл на Канадському, які обумовлені поліформаційним характером металогенії при тісному просторовому поєднанні різноманітних рудоформаційних типів, є дуже перспективним напрямком. У шовних зонах здебільшого локалізуються родовища чорних (залізо, титан, хром), кольорових (мідь, нікель, кобальт, свинець, цинк), рідкісних (цирконій, тантал, ніобій, літій, рубідій, рідкоземельні елементи) і благородних (золото, срібло, платина) металів при переважаючій ролі сульфідного мідно-нікелевого, титано-магнетитового, хромітового і рідкоземельного зруденіння та ін.

Аналіз матеріалів по родовищах заліза в Якутії і України дозволив зробити висновок, що родовища Імалікського (Чара-Токінського) і Чарського залізорудних районів Східного Сибіру в структурному і геолого-генетичному відношенні багато в чому подібні родовищам шовних зон УЩ [Стогний и др.,

1990]. Для аналогічних структур можливий також просторово-генетичний зв'язок великих і унікальних родовищ поліметалів і золота, одним з яких є велике золоторудне родовище Колар в Індії [Сясько и др., 2006].

Так, в роботі [Кондрашова, 2000] розглядається пізньоархейський зеленокамяний пояс Яловара-Іломансі, приурочений до зони безпосереднього зчленування Свекофенського і Карельського геоблоків Балтійського щита. Для нього характерні великі обсяги продуктів середньокислового магматизму, що утворюють магматичні асоціації, з широким проявом гранітоїдів. У протерозойський час зона зчленування цих геоблоків залишалася провідником інтрузивного магматизму. Такий тривалий розвиток шовної зони визначає її високу металогенічну перспективність.

Зв'язок аномалій електропровідності з окремими частинами масивів анортозитів і лужних порід УЩ розглянуті в роботі [Бурахович, Усенко, 2013]. Передбачається, що формування цих масивів пов'язане з трансформними розломними зонами: протерозойської регіональної – Херсон–Смоленськ, на сучасному етапі виявленої в Звенигородсько-Ганівській і Кіровоградській; Грузько-Єланчицькій; Звездаль-Заліській. Вони є зонами розвантаження глибинного флюїду, що надходить з нижньої мантії і ініціює плавлення у верхній.

Визначальним для генезису рудоутворення і його локалізації є флюїдний режим, що узгоджується з концепцією дегазації земних надр [Летников, 2003]. Різного виду і складу флюїди, піднімаючись з верхньої мантії в ближчі до поверхні шари, можуть вступати в реакцію з їх речовиною і зумовлювати процеси рудоутворення [Калашник, 2013]. З такими уявленнями узгоджуються особливості глибинної будови урановорудних провінцій, фізичні і хімічні неоднорідності мантії, а також геофізичні і петрологічні ознаки мантійного тепломасопереносу.

У більшості випадків електричні параметри гірських порід, що складають верхню частину розрізу, дозволяють виявляти рудопрояви завдяки метасоматичним змінам навколорудних порід – графітизації, сульфідизації,

озалізнення і т.п. У зв'язку з цим стає зрозумілим інтерес геологів до виділення зон підвищеної електропровідності в корі і мантії. Перспективи і приклади використання електророзвідувальних робіт із застосуванням МТЗ і МВП методів при пошуках і розвідці рудних родовищ наведено в роботах В.В. Белявського, А.Г. Jones, Т.Д. Khoza, И.М. Варенцова, Р. Wannamaker, В.М. Груздева та ін.

Про значне розширення обсягів електророзвідувальних робіт із застосуванням МТЗ і МВП при пошуках і розвідці рудних родовищ йшлося у роботах [Варенцов и др., 2013; Куликов и др., 2011]. В роботі [Белявский и др., 2001] проаналізовано приуроченість золоторудних родовищ до аномалій підвищеної електропровідності. Деякі аспекти зв'язку уранових проявів альбітитової формації, золоторудних родовищ і проявів графіту з аномаліями електропровідності, отриманими в результаті побудови об'ємної моделі земної кори центральної частини УЩ, наведені в статті [Николаев и др., 2013]. Використання результатів геоелектричних досліджень для прогнозування корисних копалин на території УЩ і їх зв'язок з глибинними аномаліями підвищеної електропровідності розглянуто в роботах [Белявский и др., 2001; Варенцов, 2013; Варенцов и др., 2013; Старостенко, Гинтов, 2013; Шеремет и др., 2013; Ширков и др., 2016, 2017; Ширков, Бурахович, 2017; Бурахович и др., 2018].

У статті [Гинтов и др., 2016, с. 22–37] сформульовано задачі поглиблених наукових геофізичних досліджень по вивченню та оцінюванню перспектив рудоносності ГШЗ. Одна з них: «...выявить и изучить несистемные локальные геолого-геофизические объекты на территории ГШЗ, которые могут потенциально нести специфическую рудную нагрузку (алмазоносность, редкие и цветные металлы)». Показано, що перспективними в цьому плані є ізометрично-овальні структури різних генетичних типів, наприклад, Молдовська, Секретарська, в районі села Таужне, Троянківська та Тарасівська.

3.3. Аномальна електропровідність земної кори східної частини Приазовського мегаблока

Результати досліджень добре вивченого МТ методами Приазовського мегаблока УЩ та його східної частини починаючи з масштабів 1:200 000 та 1:1 000 000 викладено у класичних роботах [Ингеров, 1988; Ингеров, Рокитянский, 1993]. Дослідження з використанням новітнього цифрового матеріалу виконані співробітниками УкрНДМІ [Азаров и др., 2005] та ІГФ НАН України. Останні результати глибинної геоелектричної будови описано у кількох статтях та монографіях [Глушков, 1988; Бурахович, Кулик, 2000а, 2000б, 2001; Белявский и др., 2001] де зроблено висновки про просторові геоелектричні характеристики корових провідників, оцінених за даними МТЗ та МВП, та розглянуто ймовірну природу аномалій високої електропровідності.

Відмінною рисою досліджуваних електромагнітних параметрів є те, що в діапазоні періодів від 50 до 1 000 с північна компонента $|W_{zy}|$ досягає високих значень до трьох і більше відносних одиниць [Глушков, 1988], які не можуть бути пояснені в межах двовимірних моделей. Такі значення магнітоваріаційних параметрів простягаються в бік Східноприазовського блока. Але за даними МТЗ тут було виявлено області найвищого опору (рис. 3.2 а, б). Це не відповідає співвідношенню параметрів МТЗ та МВП, якщо їх розглядати з позиції двовимірних моделей.

У східній частині Приазовського блока є щільна мережа спостережень МТЗ і МВП (для періоду 150 с) в районі Грузько-Єланчикцкого глибинного розлому на всьому його простяганні.

Перший аналіз даних МВП (див. рис. 3.2) показує, що існує декілька районів з мінімальними значеннями модуля східної індукційної компоненти ($|W_{zx}|$) (північна і південна частини Грузькоєланчикського глибинного розлому) і північної компоненти ($|W_{zy}|$) (Криворізько-Павлоградська зона розломів).

У більшій частині блока рівень кривих МТЗ відповідає значенням сумарної поздовжньої провідності верхнього шару осадової товщі ($S_{оп}$), яка змінюється від 1 См (у центральній частині мегаблока) до 100 См (на периферії).

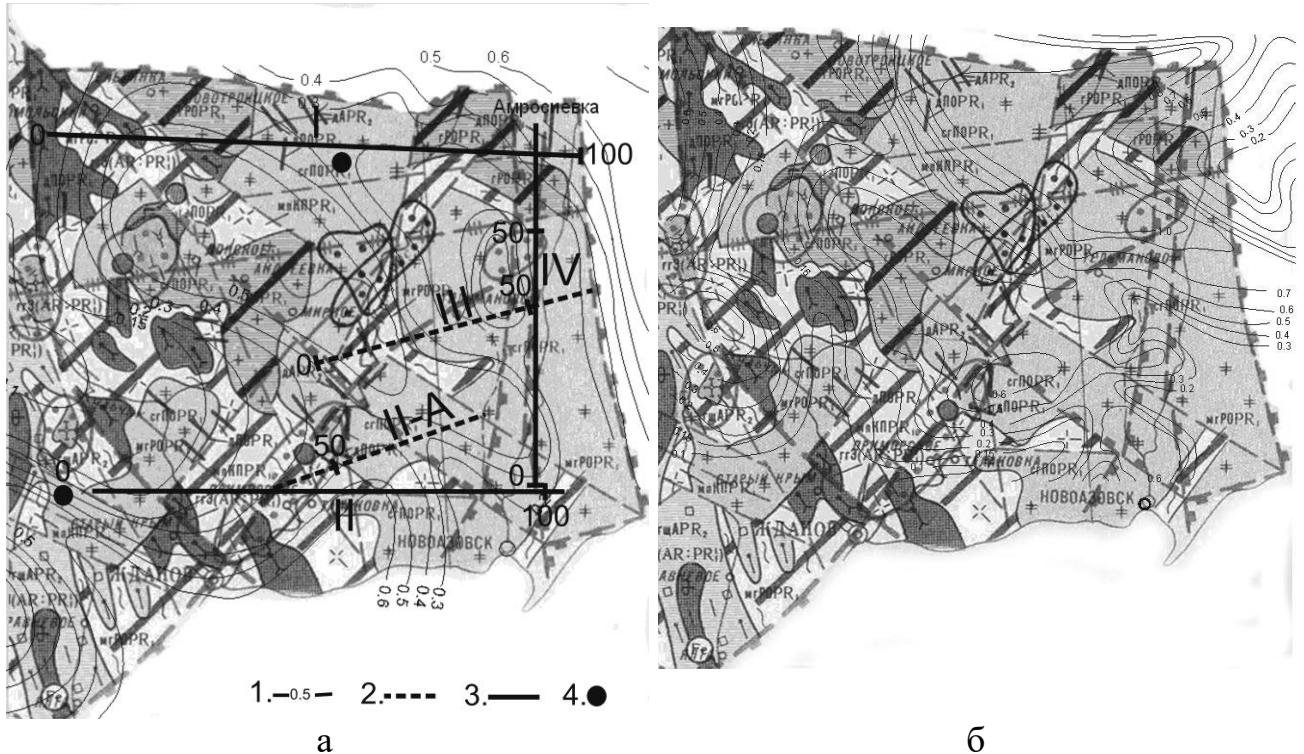


Рис. 3.2. Схема індукційних компонент магнітоваріаційних параметрів: 1 – ізолінії: а – $|W_{zx}|$ и б – $|W_{zy}|$; 2 – сучасні спостереження, виконані співробітниками УкрНДМІ Шереметом Є.М. та Ніколаєвим І.Ю.; 3 – спостереження, зроблені під керівництвом О.І. Інгерова [Ингеров, 1988; Ингеров, Рокитянский, 1993]; 4 – сучасні спостереження, виконані співробітниками ІГФ НАН України А.М. Кушніром та Г.М. Зайцевим.

На етапі якісної інтерпретації даних МТЗ були побудовані за профілями (рис. 3.3–3.7) графіки значень позірною питомого електричного опору для декількох періодів поля геомагнітних варіацій ($T = 10, 100$ та $1\ 000$ с), а також значення сумарного поздовжнього опору осадових відкладів ($T_{оп}=1/S_{оп}$). Спостерігається істотна розбіжність експериментальних даних (до двох порядків), вимірів різними авторами в одній точці. Видно, що у всьому діапазоні періодів на більшій території Східного Приазов'я значення ρ_y аномально високі (порядку $100\ 000$ Ом·м) та відображають малу

приповерхневу сумарну повздовжню провідність. Зі збільшенням ростом $S_{оп}$ зменшуються і значення ρ_y до рівня 100 Ом·м.

На профілі I (див. рис. 3.3) на всіх періодах спостерігається зменшення ρ_y на сході, яке, до речі, характеризується малими значеннями $S_{оп}$. Це відповідає наявності глибинної провідної структури.

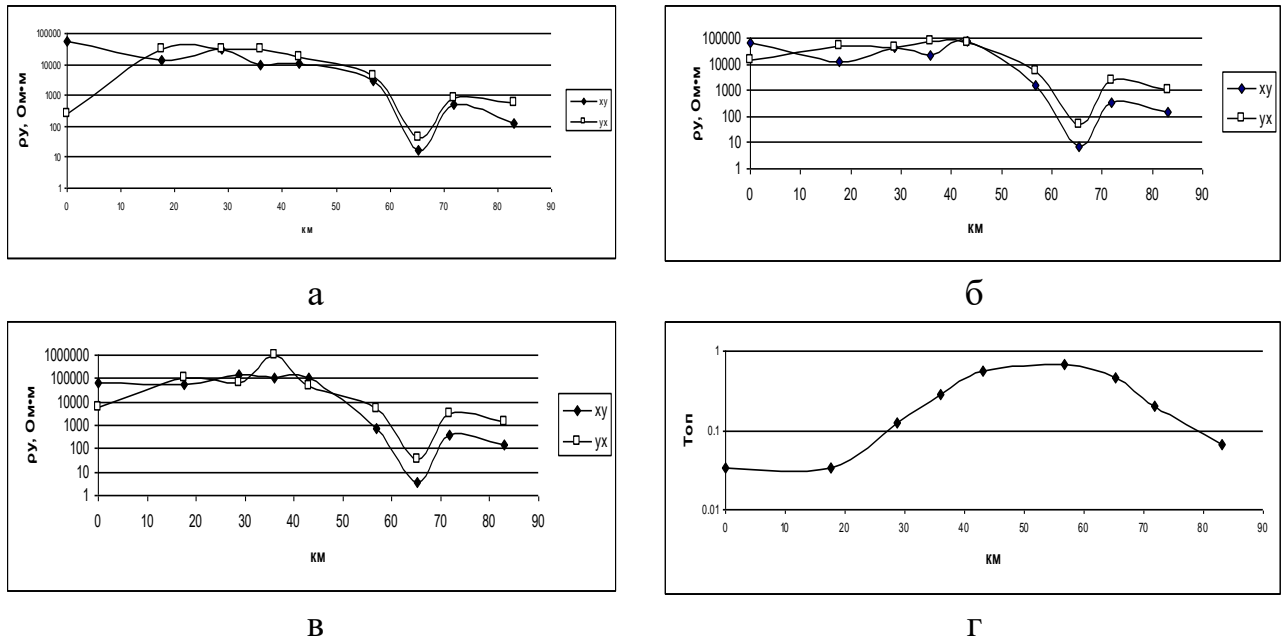


Рис. 3.3. Магніотелуричні параметри вдовж профілю I: а, б, в – значення уявного питомого електричного опору для декількох періодів поля геомагнітних варіацій $T = 10, 100$ та $1\ 000$ с відповідно; г – значення сумарного повздовжнього опору осадових відкладів.

Практично на всіх амплітудних кривих МТЗ Східного Приазов'я спостерігаються мінімуми на періодах близько 100 с. Фазові криві відповідають амплітудним, на них також відзначаються перегини на рівні -45° на відповідних періодах. На профілі I спостерігаються мінімуми на всьому протязі на періодах менше 100 с і тільки на сході в межах Грузько-Єланчицького глибинного розлому з'являються мінімуми на більших періодах. Це може пояснюватися тим, що на сході профілю глибина залягання провідника різко збільшується.

На профілях II, Па та III (рис. 3.4–3.6) на всіх періодах теж спостерігається зменшення ρ_y від 100 000 до 100 Ом·м і менше на сході, яке відповідає та може пояснюватися підвищеними значеннями $S_{оп}$.

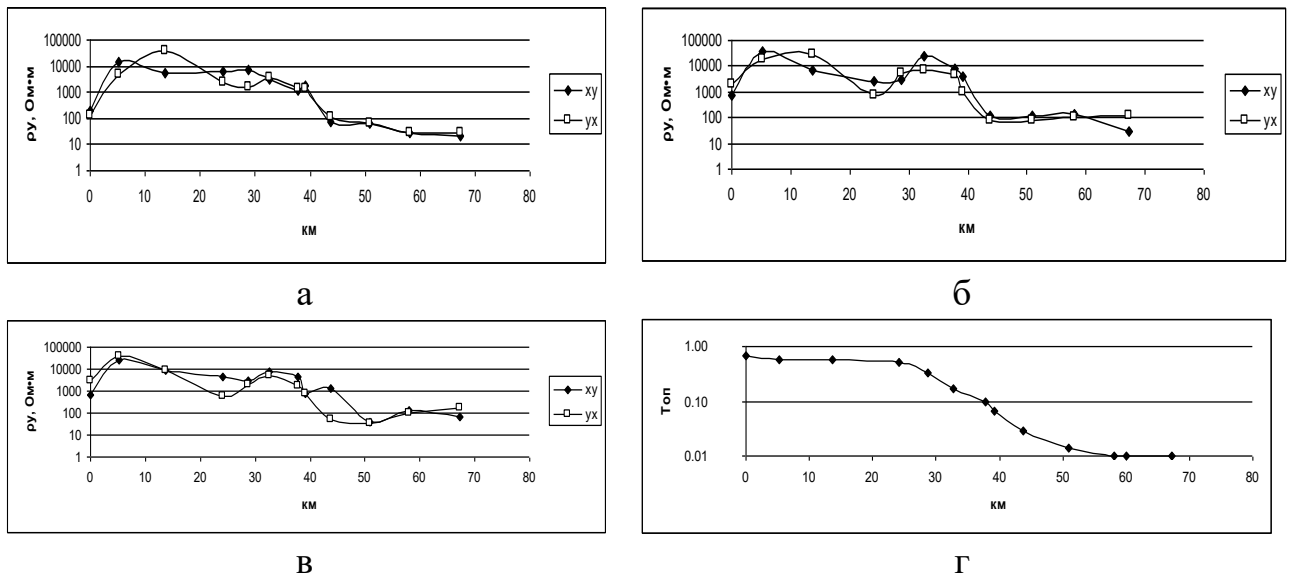


Рис. 3.4. Магнітотелуричні параметри вдовж профілю II (ум. поз. див. на рис. 3.3).

На профілі II спостерігаються мінімуми на всьому протязі на періодах ≥ 100 с і тільки на сході в межах півдня Грузько-Єланчицького глибинного розлому вони відсутні на кривих МТЗ. Це може пояснюватися тим, що на сході профілю відсутній глибинний провідник і рівень ρ_y різко зменшується завдяки існуванню в районі високопровідних осадових приповерхневих відкладів. Але у західній частині профілю ймовірні провідні шари на значних глибинах.

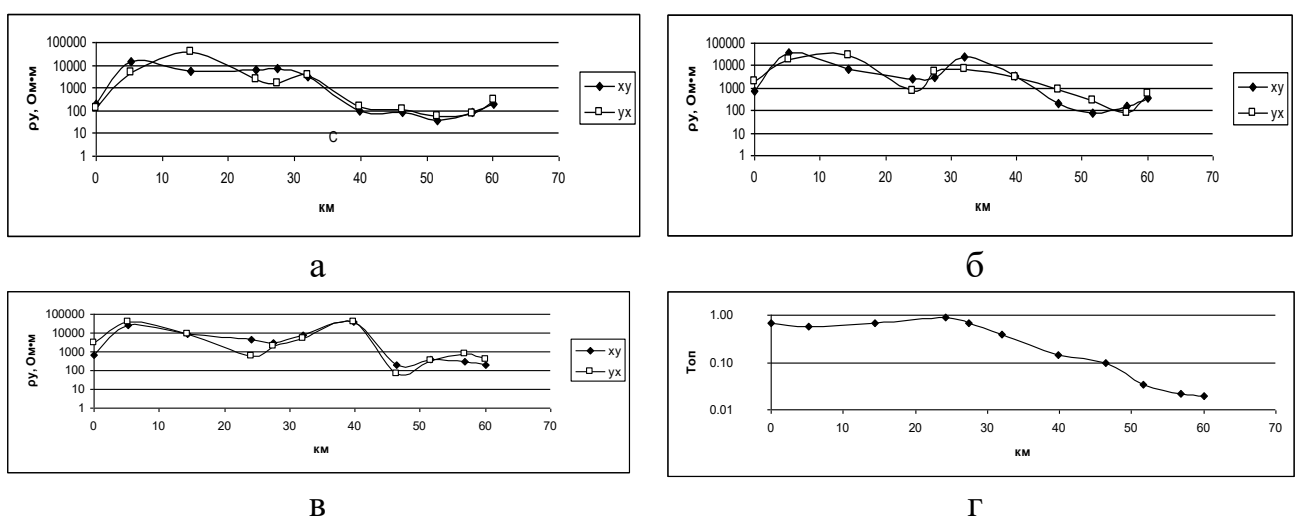


Рис. 3.5. Магнітотелуричні параметри вдовж профілю II а (ум. поз. див. на рис. 3.3).

В межах Грузько-Єланчицького глибинного розлому з'являються мінімуми на кривих МТЗ на сході профілю Іа вже на деяких пунктах на періодах 100 с, в той час як на профілі ІІІ всі криві мають мінімуми не тільки на цих періодах, але й на значно більших, що свідчить про появу глибинної провідної структури.

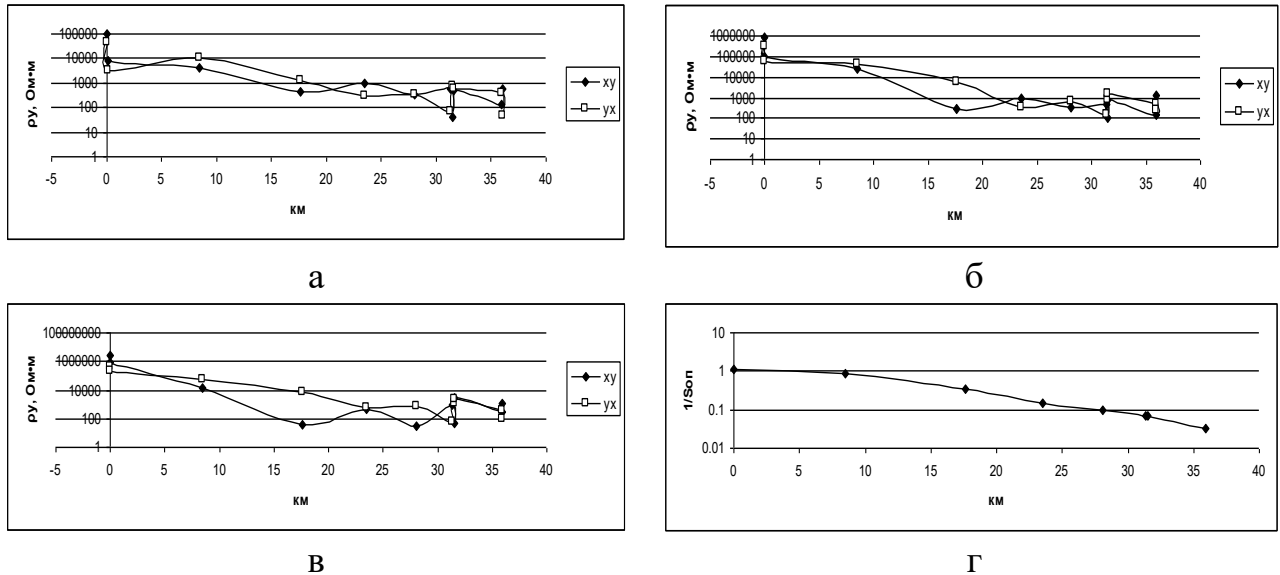


Рис. 3.6. Магнітотелуричні параметри вдовж профілю ІІІ (ум. поз. див. на рис. 3.3).

Профіль ІV (рис. 3.7) субмеридіонально простягається вздовж Грузько-Єланчицького глибинного розлому. На всіх періодах спостерігається розходження рівня кривих МТЗ на цілий порядок для різних поляризацій електричного поля, значення ρ_y суттєво зменшені від 100 до 1 000 Ом·м в порівнянні з рівнем кривих МТЗ на всьому Східному Приазов'ї. На півночі профілю ρ_y зменшується в залежності від періоду до рівня <100 Ом·м, яке відповідає росту значень $T_{оп}$. Крім того, на кривих МТЗ спостерігаються мінімуми на періодах >100 с. Це відповідає вертикальній глибинній провідній структурі. У південній частині розлому криві МТЗ і ізолінії МВП (період 150 с) вступають в протиріччя і вже не відображають існування провідників в земній корі.

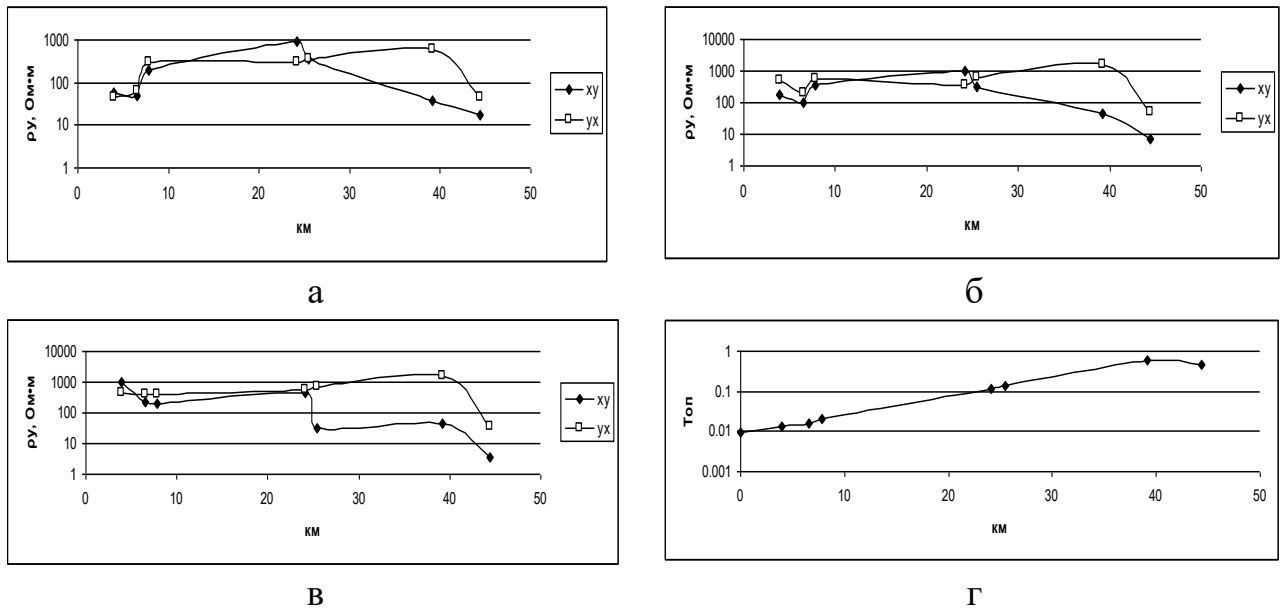


Рис. 3.7. Магнітотелуричні параметри вдовж профілю IV (ум. поз. див. на рис. 3.3).

Багато кривих МТЗ розташовано значно вище рівня глобальних даних, тому важко оцінити глибину залягання провідників. Таким чином, якісна оцінка залягання провідників за одновимірним представленням проявляється на глибинах від 10 до 50 км (рис. 3.8, а). Сумарна поздовжня провідність цього елемента близько 1 000 См. Крім того, наявність мінімумів на кривих МТЗ на періодах більше 100 с в багатьох пунктах Східного Приазов'я може свідчити про ймовірність існування шару підвищеної провідності у верхній мантії у цьому регіоні. Слід одразу зауважити, що ці оцінки носять попередній характер і будуть використані для тривимірного моделювання.

На (рис. 3.8, б) видно, що аномалії магнітоваріаційних параметрів в області найменших значень відповідають розповсюдженню лужних порід і в східній частині Приазовського масиву визначаються Грузько-Єланчицького глибинним розломом в його північній частині.

За представленням [Нечаев, 1997], відзначається тенденція подвигу Приазовського масиву під орогенну систему Донбасу. На рис. 1.9 та рис. 3.1 представлено модель глибинних провідників Приазовського мегаблока, на якій видно, що більшість аномальних структур (включаючи і Східне Приазов'я) мають субмеридіональне простягання і впроваджуються під Донецький басейн.

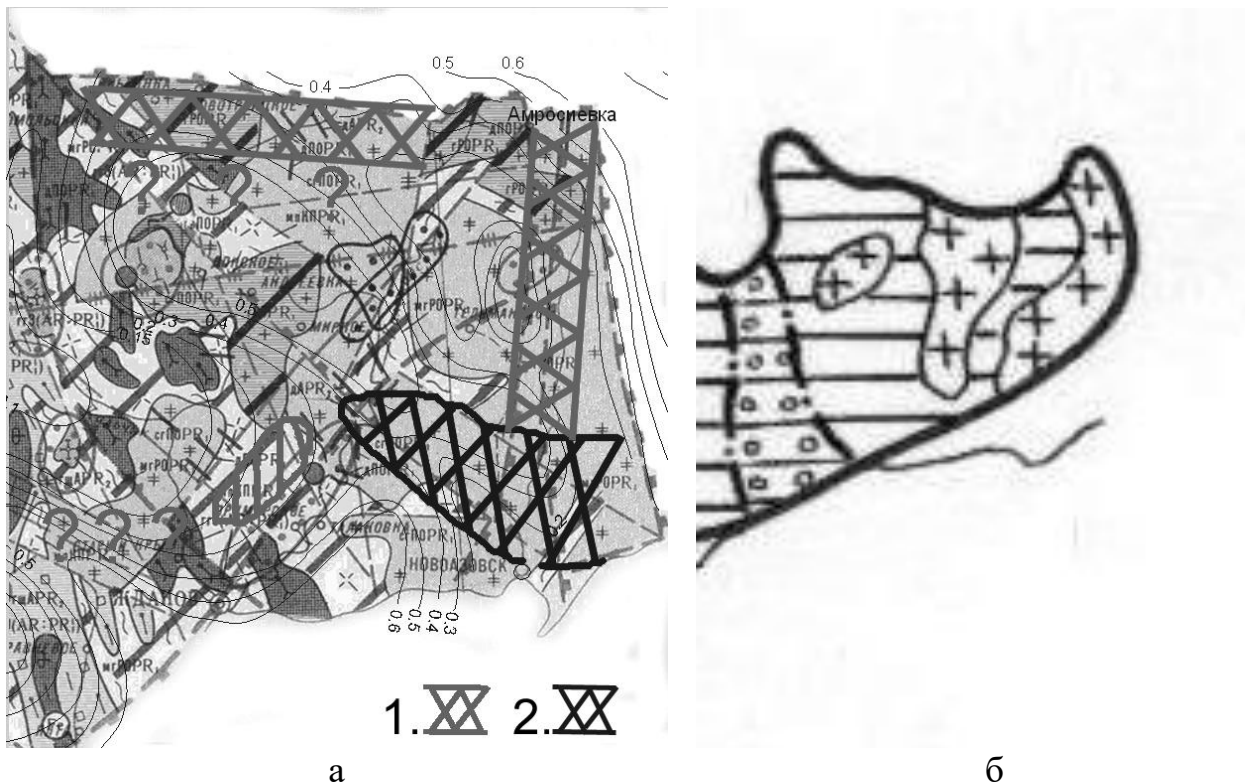


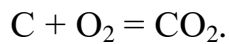
Рис. 3.8 Зони аномальної провідності (а) та лужні масиви, за [Каляев и др., 1972]. Східної частини Приазовського мегаблока УЩ (б) позначено кольором: сірим – провідні об'єкти, чорним – відсутність провідників.

Природа глибинної електропровідності може визначатися існуванням графіту, що виник під час утворення лужних масивів. За даними огляду [Усенко, 2007], склад флюїду, який представлено компонентами С-Н-О, залежить від фугітивності кисню в мантії. Фугітивність кисню вважається визначальною стану С-Н-О флюїду і форми знаходження вуглецю в мантії – у вигляді карбонатів або графіту. Однак термодинамічний аналіз умов рівноваги флюїдів з породами верхньої мантії приводить дослідників до абсолютно різних висновків.

Існує думка, що мінерали глибинного походження сформовані при низькій активності кисню (на 2–4 логарифмічні одиниці нижче буферу кварц-фаяліт-магнетит) і стабільною фазою є графіт, це ставить питання про необхідність брати до увагу участь графіту в глибинних магматичних реакціях.

Утворення графітових плівок у континентальних кристалічних породах суттєво залежить від джерела вуглецю.

Однією з можливостей утворення графіту є відклади графіту з CO_2 :

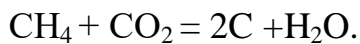


Іншою можливістю створення плівок графіту є результат перетворення титаномагнетиту:



Цей процес починається при температурі $600\text{--}675^\circ \text{C}$ і залежить від складу порід.

Третій механізм утворення графітових плівок, коли графіт генерується вдовж тріщин розломів в результаті реакції:



Треба відзначити, що утворення графіту із газових джерел є загальним процесом у нижній корі.

Таким чином, в результаті огляду геоелектричних даних у Східному Приазов'ї виявлено провідні об'єкти у нижній корі, які корелюють зі структурами на поверхні масиву – глибинними розломами та межею Донбасу, але ця відповідність носить складний характер.

3.4. Сучасні експериментальні дослідження Голованівсько-Ядлів-Трахтемирівської шовної зони УЩ

Голованівсько-Ядлів-Трахтемирівська, або просто Голованівська шовна зона (ГШЗ), знаходиться між Бузько-Росинським і Інгульським мегаблоками УЩ. Вона в тектонічному плані розділяє геоблок на дві частини – західну і східну, а також має найбільшу протяжність серед усіх шовних зон УЩ. ГШЗ має S-подібну в плані форму і ділиться на дві істотно різні за будовою частини – північну і південну.

Вузька (до 10 км) північна частина дугоподібно тягнеться приблизно на 200 км. Ця зона являє собою міжблокову пластину гранулітів і ультрамафітів, затиснуту між двох мегаблоків. Південніше ця частина ГШЗ зчленовується з Тальнівською та Первомайською зонами розломів, займаючи простір між ними.

І.Б. Щербаков виділяє цю зону під назвою Ядлів-Трахтемирівська смуга. За його даними вона приурочена до одноіменного розлому і круто падає на південний схід. Відмінна особливість метаморфітів цієї зони – відсутність серпентинізації і слабкий метаморфізм, що може свідчити про відносно недавнє її висунення [Щербаков, 2005].

Південна частина шовної зони відповідає речовинному складу блоків нижчого порядку. Таким чином, виділяється чотири блоки: Лисянський та Тилігульський – складені амфібол-плагіогнейсовими структурно-речовинними комплексами; Голованівський і Ятранський – грануліт-чарнокітоїдними. Перші займають крайнє північне і південно-західне положення, останні – центральне і ближче до східного. Таке просторове розміщення дає можливість припустити, що грануліт-чарнокітоїдна частина розсунула амфібол-плагіогранітоїдну перед зіткненням з Білоцерківсько-Середньобузьким мегаблоком.

Геоелектричні методи несуть основну інформацію про глибинну будову і геологічні процеси в Землі. Тому важливо досліджувати всі фізичні параметри, доступні для експерименту. Зокрема, розподіл електричних властивостей, який пов'язаний зі складом, станом гірських порід і глибинними процесами в надрах земної кори і мантії, оцінюється методами глибинної геоелектрики. Історія вивчення регіону геоелектричними методами навіть протягом дуже короткого часу зазнала суттєвих змін.

Перші геоелектричні дослідження ГШЗ методом МТЗ були проведені під керівництвом А.І. Інгерова (Центральна геофізична експедиція Мінгео УРСР) уздовж VI і IV геотраверсів глибинного сейсмічного зондування (1982–1985 рр.) [Соллогуб, 1988а, б; Ingerov et al., 1999]. Було отримано криві ρ_n та індукційні параметри в діапазоні періодів 0,1–1 000 с при відстані між пунктами спостереження 5–25 км.

Було висловлено припущення [Соллогуб, 1988а, б], що локальні ділянки вздовж геотраверса VI можуть характеризуватися існуванням в земній корі електропровідних порід типу графітованих або піритизованих сланців, графітовмісних порід, а можливо, і мінералізованих вод в зонах розломів.

У наступні роки було виконано великий обсяг профільних і площадних магнітотелуричних досліджень [Ingerov et. al., 1999] (див.рис. 3.9, а).

За результатами аналізу геоелектричних даних вдалося виділити ряд зон підвищеної провідності, що мають складний характер. За якісною інтерпретацією [Ингеров, Рокитянский, 1993] було виділено провідну структуру – Ряснопільську (сумарна поздовжня провідність $S = 3\ 000\text{--}10\ 000$ См, глибина верхньої кромки $h = 6\text{--}12$ км).

За даними 2D моделювання [Кулик и др., 1988 а, б] Гайворон-Добровеличківська (Ряснопільська) аномалія електропровідності складається з окремих об'єктів, які являють собою крутопадаючі тіла з невеликими поперечними розмірами, мають як різне орієнтування в просторі, так і протяжність ($h = 0,1$ км, $S = 2\ 000$ См), і гальванічно зв'язані з приповерхневими осадовими відкладами. Ймовірно, вона простягається під осадовими відкладами Причорноморської западини.

При побудові 2D геоелектричних моделей за профілями, які перетинають різні геологічні структури УЩ в різних напрямках (шість з яких проходять через Гайворон-Добровеличківську аномалію електропровідності), в монографії [Белявский и др., 2001] було отримано наступний результат. Зони високої електропровідності, що виходять на поверхню, можна інтерпретувати як вертикальні електропровідні площини, які просторово корелюють з глибинними регіональними розломами УЩ – Одесько-Тальнівським, Гвоздавським, Первомайським. Останній також характеризується явно вираженою анізотропією електропровідності у верхній частині розрізу.

Анізотропія електропровідності порід УЩ може досягати одного порядку. Природу електропровідності анізотропних областей можна пояснити різними причинами – від своєрідного формування струмопровідних включень в міжзерновому просторі до анізотропії тріщинуватості та розшарування гірських порід. Найімовірніше середня електропровідність порід залежить від типів основного провідника (графіт, мінералізовані флюїди, розплав), геометрії і зв'язності каналів наскрізної електропровідності провідної фази, тобто зі

структурними параметрами – пористістю, тріщинуватістю, площинами мінералізації і т.п.

Сучасні експериментальні МТ/МВ роботи в ГШЗ виконуються, починаючи з 2007 р., за допомогою цифрових МТ станцій LEMI-417 [Анциферов, 2008; Бурахович и др., 2015 а, б, г; Ширков и др., 2017]. Профілі Уманський та Первомайський (завдовжки 46 та 90 км, кількість пунктів спостереження магнітотелуричного поля Землі 9 та 11 відповідно) було розпочато на заході в межах Бузько-Росинського мегаблока, далі вони перетинають Тальнівську та Первомайську зони розломів, які є обмежувачами структурами ГШЗ, та виходять на Інгульський мегаблок. Відстань між профілями до 36 км, крок спостережень у середньому складає 7–12 км зі згущенням у зонах тектонічних порушень.

У 2014 р. в південній частині ГШЗ, в районі переходу від УЩ до Причорноморської западини, були проведені польові роботи методами МТЗ і МВП за профілем Довжанка–Бузьке [Бурахович и др., 2015г]. Його довжина становить 200 км, крок вимірів 10–15 км, кількість пунктів вимірювань 18. Обробку польових даних було виконано за допомогою програмного комплексу PRC_MTMV [Varentsov, 2007]. Отримано криві МТЗ (амплітудні та фазові позірний питомого опору ρ_n) для діапазону періодів 10–10 000 с.

Загалом більшість аномалій підвищеної електропровідності співвідноситься з головними тектонічними елементами ГШЗ, а саме з локалізацією глибинних зон розломів [Ширков и др., 2017]. Характерна особливість псевдорозрізів по Первомайському профілю – наявність вузьких зон високої електропровідності які знаходяться на відстанях 8–14, 40–42, 78–82 км, з позірним опором (ρ_n) до 10 Ом·м, мінімумами фаз імпедансу (ϕ_z) на рівні від -75 до -90° [Бурахович, Ширков, 2015], що просторово збігаються із зонами розломів: Тальнівською, між Молдовською та Довгопристанською, і західною межею Первомайської відповідно. Крім того, слід виділити аномалію високої електропровідності на відстані 60 км (проявляється яскравіше у субширотному напрямку), яка збігається з Ємилівською та Краснополянською

зоною розломів, та виходить на Троянківську структуру, однотипну з Тарасівською (рис. 3.9).

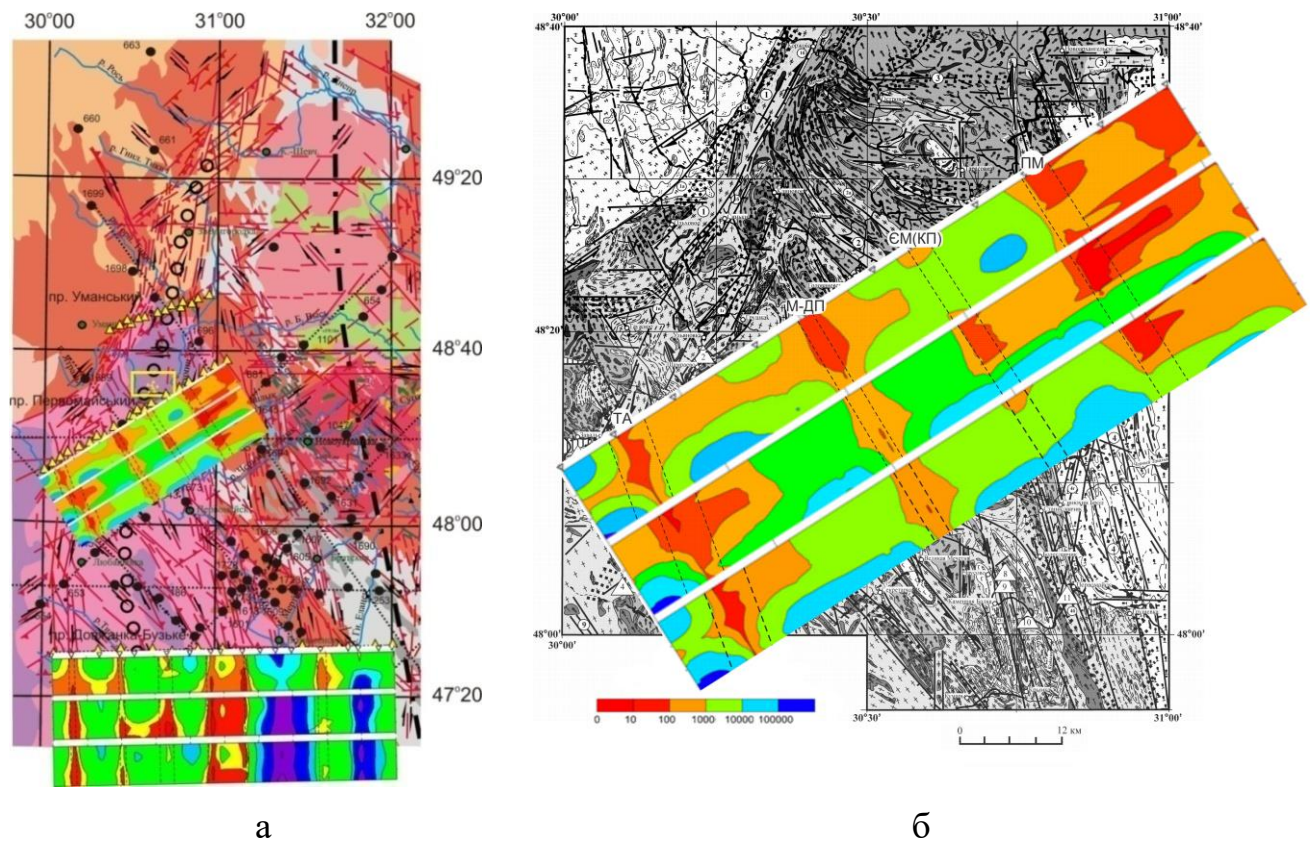


Рис. 3.9. Розподіл позірнього електричного опору [Ширков и др., 2017; Бурахович та ін., 2018]: а – за профілями Первомайський та Довжанка–Бузьке на схемі геологічної будови Інгульського мегаблока УЩ [Гинтов, Мычак, 2011]; б – за профілем Первомайський на геологоструктурній карті поверхні кристалічного фундаменту центральної частини ГШЗ [Гинтов и др., 2016].

За просторовим розподілом передавальних операторів МТ-поля у статтях [Бурахович, Ширков, 2015; Бурахович и др., 2015а] якісно оцінено електропровідність ГШЗ. Це наявність яскравих аномалій амплітудних значень ρ_p , що збігаються з глибинними розломними зонами УЩ: Подільською, Тальнівською, Гвоздавською, Владіївською, Первомайською, Ємилівською, поміж Молдовською та Довгопристанською. За фазовими кривими вони виділяються лише фрагментарно.

Основні особливості розподілу величин типерів відповідають регіональній тектонічній будові і великим геоелектричним неоднорідностям у земній корі досліджуваної території, а саме, пов'язані з впливом високої провідності осадових відкладів Причорноморської западини і потужної регіональної Кіровоградської аномалії електропровідності.

Якісна характеристика експериментальних даних [Ширков и др., 2017] дає змогу припустити декілька типів орієнтації аномалій електропровідності – субширотну та субмеридіональну, що відповідають поверхневим і глибинним аномаліям електропровідності. Привести до задовільного зіставлення кривих ρ_{Π} (рівень ρ_{Π} для напрямку південь–північ більший за 1000 Ом · м, схід–захід – 10–100 Ом · м в усьому частотному діапазоні) можливо за субширотної орієнтації в просторі окремих гальванічно зв'язаних об'єктів у верхній частині розрізу: 1) між Лисянським та Ятранськими блоками ГШЗ (профіль Уманський); 2) західним продовженням Субботсько-Мошоринської субширотної зони розломів (профіль Первомайський). Водночас аналіз експериментальних даних МВП припускає наявність субмеридіональних структур підвищеної електропровідності, які відповідають саме Тальнівській і Первомайській зонам розломів ГШЗ.

3.4.1. Синхронні МТ/МВ зондування північного схилу центральної частини УЩ (північне продовження ГШЗ – Ядліво-Трахеміривської зони)

Розподіл електропровідності у ГШЗ [Ширков и др., 2017] відповідає її геолого-тектонічній будові і підтверджує колізійну модель формування кори центральної частини УЩ [Глевасский, Каляев, 2000]. У період AR3–PR1-II в регіоні переважав режим транспресії, який змінювався режимом транстенсії (розтягування) на відрізках 2,6–2,4, 2.1–1,95, 1,8–1,7 млрд років тому [Гинтов, 2015]. На ці проміжки часу припадає утворення більшості добре електропровідних ЗР: Ємилівської, Гвоздавської, Врадіївської, Первомайської та Звенигородсько-Братської [Бурахович и др., 2015а, в].

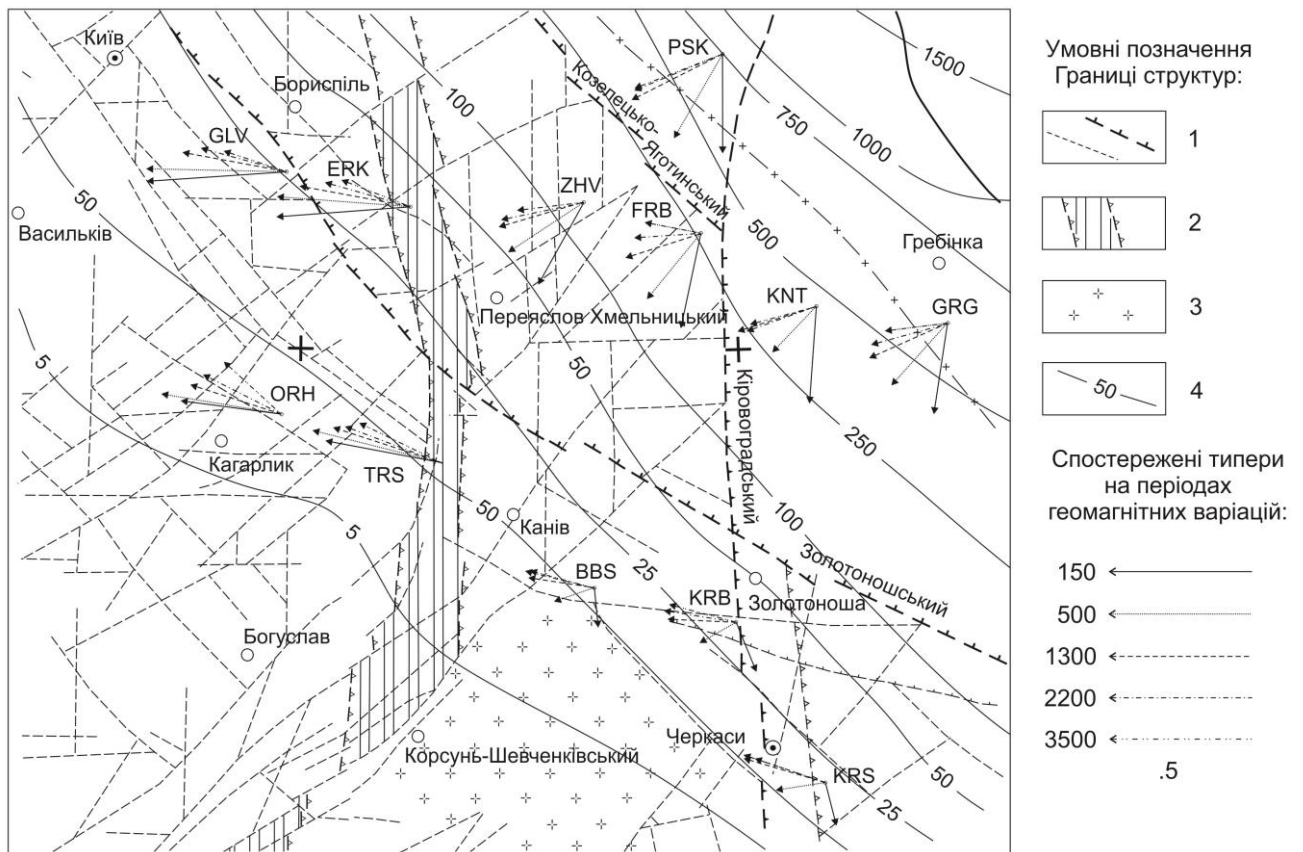


Рис. 3.10. Розташування пунктів МТЗ і спостережені дійсні компоненти типера за даними МВП на періодах геомагнітних варіацій (T) від 150 до 3 500 с на тектонічній карті [Глушков, 1988]. Умовні позначення: 1 – тектонічні елементи різних рангів; 2 – Ядлів-Трахемирівська зона; 3 – Корсунь-Новомиргородський плутон; 4 – ізолінії сумарної позовжньої провідності. Скорочені позначення пунктів спостереження за профілями Кагарлик–Черкаси та Голоурів–Гребінка.

В процесі геодинамічного розвитку ГШЗ набула сучасної шаруватості і тектонічної сланцюватості, яка підтверджується аномально високою електропровідністю глибинних ЗР, а також її блоків: здебільшого Лисянського на глибинах 10–20 км (питомий електричний опір за результатами 3D моделі [Ширков и др., 2017] $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), Голованівського на 3–10 км ($\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), Тилігульського на 15–30 км ($\rho = 100\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$).

Незважаючи на меншу вивченість геоелектричними методами вузької північній частині ГШЗ – Ядлів-Трахемирівської зони (ЯТЗ) – за результатами 3D геоелектричного моделювання можна говорити про малоімовірне існування

тут підвищеної електропровідності (хоча далі на північ, за межами області моделювання, виявлено Дніпровську аномалію електропровідності в земній корі і верхній мантії [Гордиенко и др., 2004] в районі м. Переяслав-Хмельницький).

Це може бути підтвердженням гіпотези [Щербаков, 2005] про те, що ЯТЗ являє собою пластину, що висунута у обмежений міжблоковий простір в умовах стиснення. У таких геодинамічних обстановках утворення аномалій електропровідності мало ймовірно [Selway et al., 2009].

Для вивчення глибинної будови та перевірки геодинамічної гіпотези розвитку північної частини ГШЗ в 2016 р. Б.І. Ширковим та А.М. Кушніром проведено сучасні синхронні експериментальні дослідження методами МТЗ і МВП.

Експериментальні спостереження були проведені довгоперіодними цифровими станціями LEMI-417 з ферозондовими давачами [Корепанов, Трегубенко, 2009] у 11 пунктах, тривалість спостережень в польових точках становила 3–12 діб, відстань між пунктами 15–30 км (рис. 3.10). Південний профіль Кагарлик–Черкаси перетинає різні геологічні структури північного схилу УЩ. Пункти спостережень розташовані: Оріхове (ORN) у Росинській частині (РБ) Бузько-Росинського мегаблока (БРБ), Трощин (TRS) в ЯТЗ, Бубнівська Слобода (BBS) і Коробівка (KRB) в Новоукраїнському (НБ), Красна Слобода (KRS) в Інгульському блоці (ІБ) на півночі Інгульського мегаблока (ІНБ). Три останніх проходять по північному краю Косунь-Новомиргородського плутону (КНП), а самий східний розташований в районі Кіровоградської ЗР. Північний профіль Гологурів–Гребінка знаходиться не тільки в межах перелічених тектонічних одиниць УЩ (пункти Гологурів (GLV) в РБ, Єрківці (ERK) в ЯТЗ, Жовтневе (ZHV) і Фарбоване (FRB) в ІНБ), але й на південному борту ДДЗ (пункти Кантакузівка (KNT), Григорівка (GRG)).

Обробка польового матеріалу виконана за програмою PRC_MTMV [Варенцов, 2013] з використанням нормування магнітних компонент геомагнітного поля на віддалену базу Пасківщина (PSK), розташовану на північ

від інтерпретаційних профілів на південному борту ДДЗ. Надійно отримані оцінки типерів для періодів геомагнітних варіацій від 20 до 4 000 с (рис. 3.10, 3.11), горизонтальних МВ відгуків від 20 до 10 000 с, параметрів імпедансу і позірною питомого електричного опору ($\rho_{\text{п}}$) від 10–15 до 10 000 с (рис. 3.12).

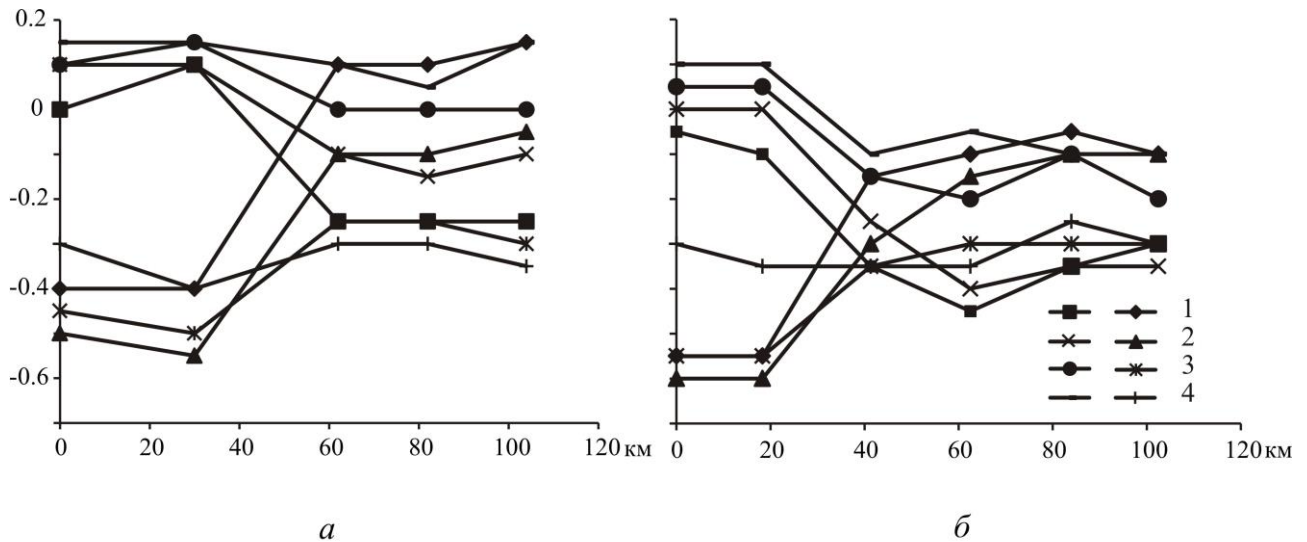


Рис. 3.11. Графіки поведінки компонент дійсних $\text{Re}W_{\text{сх.-зх.}}$, пн.-пд.: 1 – для $T = 10$ с; 2 – 300 с; 3 – 800 с; 4 – 2 200 с за профілем Кагарлик–Черкаси (а), Гологурів–Гребінка (б).

Нагадаємо, що комплексний типер W складається з дійсної $\text{Re}W$ і уявної $\text{Im}W$ частин – індукційні стрілки. Дійсної типери спрямовані від зон підвищеної електропровідності (концентрації струмів) до зон зниженої електропровідності (деконцентрації струмів). Кут між стрілками $\text{Re}W$ і $\text{Im}W$ є магнітоваріаційним параметром асиметрії і в разі двовимірної структури вони колінеарні і перпендикулярні її простягання. В асиметрично тривимірному середовищі колінеарність порушується. Зазвичай в межах S_1 -інтервалу (інтервал частот, що відповідає висхідній гілці кривої $\rho_{\text{п}}$) $\text{Re}W$ і $\text{Im}W$ спрямовані в різні боки від епіцентру підвищеної електропровідності, а в межах h -інтервалу (інтервал частот, що відповідає низхідній гілці кривої $\rho_{\text{п}}$) орієнтація дійсних типерів зберігається, а уявних змінюється на протилежне – до осьової частини електропровідного об'єкта.

Різка зміна W відбувається між 30 і 60 км профілю Кагарлик–Черкаси, а також 20 і 40 км профілю Гологурів–Гребінка (рис. 3.11). Первинний аналіз

даних МВП (див. рис. 3.10) показує істотну відмінність в поведінці дійсних типерів для $T > 500$ с і $T < 500$ с. Якщо перепад значень $ReW_{сх.-зх.}$ становить близько $0,6 \approx 0,7$ на $T < 500$ с (від $-0,6$ на заході в БРБ і ЯТЗ до $0,15$ на сході в ІНБ і ДДЗ), то на $T = 800$ с він менший $0,3$ і близько $0,1$ на $T = 2\ 200$ с (див. рис. 3.11). На $T = 100$ с на пікеті біля 50 км спостерігаються не тільки мінімальні значення, як і у всій східній частині профілю, а й перехід типера через нульове значення (див. рис. 3.11 а), тобто його розворот від субмеридіонально витягнутого контакту з різною електропровідністю в приповерхневих областях, (західній та центральній частинах УЩ). Зі збільшенням глибини останній або слабо виражений, або відсутній, тому що середня величина $ReW_{сх.-зх.}$ близько $0,3$. Північна компонента $ReW_{пн.-пд.}$, що відображає субширотно витягнуті провідники, відрізняється меншим розсіюванням значень уздовж профілів, однак з тією ж тенденцією залежності від T геомагнітних варіацій. Так, якщо в БРБ і ЯТЗ $ReW_{пн.-пд.}$ має мінімальні значення, які коливаються близько 0 , то в ІНБ і ДДЗ для $T < 500$ с вона орієнтована на південь зі значеннями до $-0,4$ (див. рис. 3.11, б) і $-0,25$ (див. рис. 3.11, а) в залежності від місця розташування профілю по відношенню до електропровідних осадових товщ ДДЗ. Якщо уздовж всього профілю Кагарлик–Черкаси для $T > 500$ с північна компонента типера мала ($0-0,15$), то вздовж профілю Гологурів–Гребінка вона змінює знак (див. рис. 3.11, б), що може свідчити про вплив субширотної орієнтації глибинного провідника в регіоні.

У західній частині профілів до 30 км (пункти ORH, TRS, GLV, ERK) величина ImW до $T \leq 800$ с мала, на великих T зростає і її можна порівняти з ReW , кут між стрілками близько 180° . Така поведінка типера характерна для двовимірного або тривимірного субмеридіонального розподілу електропровідності в районі дослідження. На північному профілі на схід від 40 км в пунктах ZHV, FRB, KNT, GRG поведінка комплексних типерів на $T < 300$ с аналогічна, але відмінність полягає в орієнтації електропровідної структури – субширотно. Зі збільшенням T колінеарність порушується, величини стають співрозмірними, що є наслідком складного тривимірного

розподілу електропровідності. Глибше структура електропровідності ще раз змінюється і напрямком концентрації телуричних струмів переважно направлений з північного заходу на південний схід. На південному профілі на схід від 30 км в пунктах BBS, KRB і KRS поведінка комплексних індукційних стрілок до $T \leq 100$ с дуже своєрідна: величини близько 0,5, кут між ними 180° , тобто практично двовимірною структурою субширотного простягання. Але зі збільшенням T до ≤ 800 с ситуація стає різко неоднорідною і наслідком цього є співрозмірність величин ReW і ImW , подекуди ImW в кілька разів перевищує ReW , кут між ними становить від 30° до 90° . На тестових прикладах таке співвідношення комплексних типерів характерно для моделей, що містять похилий провідний шар. На $T > 1\ 500$ с уявні типери в більшості пунктів спостереження менше у порівнянні з дійсним, колінеарні і орієнтовані до струмової структури, спрямованої субмеридіонально.

Таким чином, поведінка комплексного типерів дає наочне уявлення про горизонтальний градієнт електропровідності і оконтурює геоелектричні структури, класифікуючи їх по електропровідності.

Для якісної інтерпретації даних МТЗ було побудовано значено графіки ρ_{Π} на певному розподілі $T = 10, 100, 1\ 000$ і $10\ 000$ с, а також значення сумарної поздовжньої провідності верхнього шару осадової товщі (S_{oc}) за профілями (див. рис. 3.10, 3.12) Значення S_{oc} за даними [Baysorovich et al., 1998] плавно збільшуються в східному напрямку від мельне як 10 См на УЩ до декількох сотень См (південний борт ДДЗ) в межах розглянутого району. Однак інформація про інтегральну електропровідність S_{kr} верхнього шару, що отримана по висхідній гілці спостережених кривих ρ_{Π} , такі оцінки не підтверджує. Так, суттєві відмінності, що доходять до одного порядку, мають місце вздовж всього профілю Кагарлик–Черкаси і в західній частині профілю Гологурів–Гребінка.

Амплітудні і фазові криві МТЗ (рис. 3.12) побудовано за напрямками вимірювальних ліній (ось x спрямована на північ, y – на схід). Ліва частина кривих ρ_{Π} не завжди характеризується чіткими висхідними гілками особливо на

УЩ, які відображають провідні осадові відклади з $S_{кр}$ до 100 См практично у всіх пунктах профілю Кагарлик–Черкаси. На заході північного профілю $S_{кр}$ коливається близько 100 См. Можна припустити, що в ЯТЗ $S_{кр}$ збільшується до 200 См, як і в пункті FRB на краю УЩ, а до 350–600 См – в пунктах, розташованих на південному борту ДДЗ.

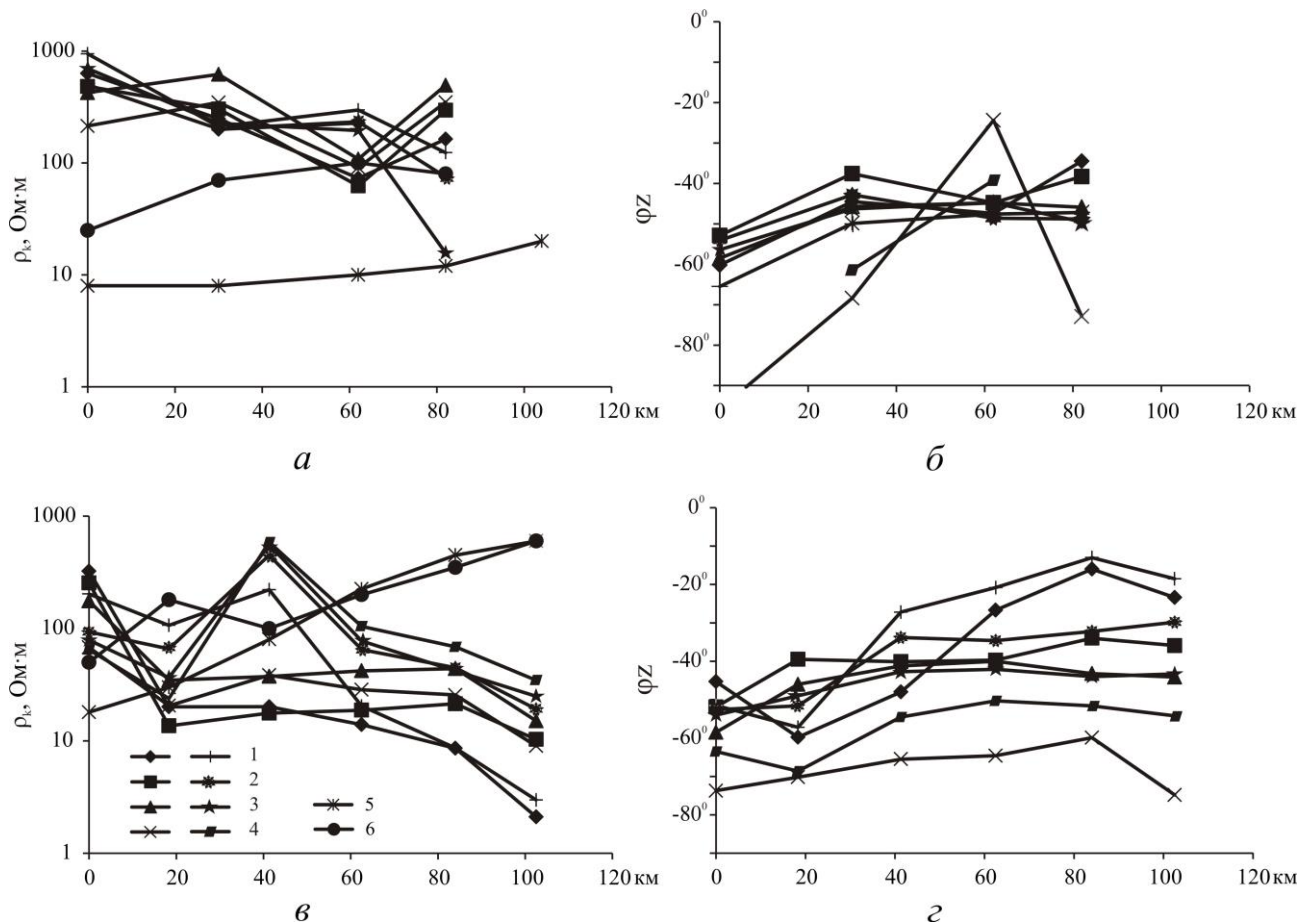


Рис. 3.12. Розподіл позірнього питомого електричного опору ρ_{xy} , ρ_{yx} і фаз імпедансу $\phi_{Z_{xy}}$, $\phi_{Z_{yx}}$ за профілем (а, б – Кагарлик–Черкаси, в, г – Гологурів–Гребінка): для $T = 10$ с; 2 – 100 с; 3 – 1 000 с; 4 – 10 000 с; значення сумарної поздовжньої провідності осадових відкладів: $S_{ос}$ – за даними [Baysorovich et al., 1998], $S_{кр}$ – за даними інтерпретації спостережених кривих $\rho_{п}$.

Середній рівень $\rho_{п}$ за південним профілем у всьому частотному діапазоні від 100 до 1 000 Ом·м, а за північним від 10 до 100–200 Ом·м. Зі збільшенням $S_{кр}$ пропорційно зменшується рівень кривих $\rho_{п}$.

Всі криві МТЗ на профілі Гологурів–Гребінка лежать нижче рівня глобальних даних, отже, схильні до спотворюючого гальванічного впливу

поверхневих горизонтальних неоднорідностей. Розбіжності кривих МТЗ (від 10 до 50 %), отриманих для різних поляризації телуричного струму, спостерігаються на всьому частотному діапазоні, при цьому співвідношення рівня між ними по профілю Кагарлик–Черкаси змінюється від пункту до пункту, в той час як на профілі Гологурів–Гребінка криві ρ_{yx} лежать вище ρ_{xy} (виняток становить пункт GLV). Якісна інтерпретація кривих ρ_{Π} свідчить про можливість присутності провідника з верхньою кромкою на глибинах від 20 до 40 км з $S = 1\ 000$ См. Одновимірна трансформація кривих ρ_{Π} дозволила виявити кілька електропровідних шарів: від 40 до 60 км $\rho = 160$ Ом·м, від 110 до 160 км $\rho = 200$ Ом·м і від 220 до 260 км $\rho = 100$ Ом·м на фоні нормального розрізу: до 160 км $\rho = 1\ 000$ – $2\ 000$ Ом·м, від 160 до 200 км $\rho = 600$ Ом·м і від 200 до 250 км $\rho = 250$ Ом·м і т.ін.

Специфічна поведінка кривих в пункті KRB, а саме, розбіжність ρ_{yx} і ρ_{xy} зі збільшення T , характерна для субвертикальних електропровідних з поверхні структур можливо субмердіонального простягання. Даний пункт розташований в зоні глибинного Кіровоградського розлому (див. рис. 3.10). Розбіжність кривих ρ_{Π} для різної поляризації телуричного струму становить майже порядок для T до 200 с в пункті ERK і майже на два порядки в усьому частотному діапазоні в пункті ZHV. Це вказує на існування саме тривимірних електропровідних неоднорідностей з поверхні. Слабо виражені мінімуми і перегини проявляються на меридіональних кривих ρ_{xy} на періодах близько 100 і 10 000 с, а в інтервалі між ними на кривих ρ_{yx} . Це чітко видно на кривих ρ_{Π} в пунктах FRB, KNT, GRG (рис. 3.12). Можна припустити існування провідника на глибинах близько 20 км і більше з поздовжньою провідністю понад 1 000 См в східній частині профілю Гологурів–Гребінка.

Фазові криві імпедансу φ не схильні до гальванічних спотворень і інформаційні тільки з погляду зору відносної зміни питомого електричного опору середовища над однорідним півпростором, до рівня -45° . На профілі Кагарлик–Черкаси до $T < 1\ 000$ с фази зосереджені в середньому в діапазоні від -40° до -60° (див. рис. 3.12, б). Вони плавно коливаються від середнього в

інтервалі $\pm 5^\circ$. Поза цим рівнем знаходяться фази імпедансу для $T = 10\,000$ с, в більшості випадків вони нижче -60° . Тільки в пункті BBS на цьому періоді φ прагне до значення -20° , що може свідчити про збільшення опору з глибиною. Така поведінка може бути обумовлена тим, що даний пункт розташований поблизу КНП, який характеризується високим опором за даними досліджень [Ширков и др., 2017]. За поведінкою кривих фаз імпедансу профіль Гологурів–Гребінка можна розділити на дві частини: до і після 50 км. Якщо в західній частині φ знаходяться в діапазоні -30° до -60° на $T < 1\,000$ с (див.рис 3.22г), то після 50 км -15° до -45° . Якщо до 50 км немає залежності змін φ від T , то для східної частини профілю характерно зменшення цієї величини – зі збільшенням T вони плавно падають з -20° на $T = 10$ с до -45° на $T = 1\,000$ с. І тільки на $T = 10\,000$ с у всіх пунктах профілю φ знаходяться в діапазоні від -50° до -70° .

Компоненти горизонтального магнітного тензора M_{yy} і M_{xx} визначають розмірність і орієнтацію структури. За теорією в разі горизонтально-шаруватої Землі маємо $|M| = \sqrt{2}$, зони з $|M| > \sqrt{2}$ відповідають структурам зниженого, а $|M| = \sqrt{2}$ підвищеного опору. Амплітуди M_{yy} і M_{xx} розраховано для кожної точки спостереження і відображають зміну геоелектричного середовища між ними і базисним пунктом, в даному випадку представлено магнітними полями, що виміряні у пункті PSK. Практично у всіх пунктах M_{yy} і M_{xx} не досягають значень більш $\sqrt{2}$, що знаходить своє пояснення в розташуванні віддаленої бази PSK ближче до осьової частини ДДЗ в області з більш високою S осадових відкладень близько 750 См. При використанні даних геомагнітного поля в пункті ERK (18 км) у вигляді базисних нормування синхронних спостережень дає в пункті ZHV (40 км) аномалію в параметрі M_{yy} близько 1,3 на $T = 200$ –300 с, а розбіжність між характеристиками M_{yy} і M_{xx} досягає максимуму 0,4 на цих же періодах. Передбачається субмеридіональна орієнтація тривимірного з поверхні провідника.

Завдяки сучасному підходу до обробки експериментальних синхронних магнітотелуричних і магнітоваріаційних досліджень були отримані глибинні геоелектричні параметри зони зчленування північного схилу центральної

частини УЩ і ДДЗ. Розподіл комплексних індукційних типерів в широкому діапазоні періодів, а також параметри якісної інтерпретації кривих МТЗ можуть свідчити про наявність кількох як приповерхневих, так і глибинних електропровідних структур різної орієнтації в просторі. Так, з поверхні, на схід від лінії Переяслав-Хмельницький – Канів (приблизно 30–40 км за профілями), проявляється електропровідна структура широтної орієнтації. Найімовірніше саме ця лінія є "контактом" порід УЩ з високим опором на заході і осадовими комплексами зниженого опору південного борту ДДЗ на сході району досліджень. Зі збільшенням глибини орієнтація електропровідних структур змінюється. На південному сході "контакту", а саме на півночі ІНБ виділяється похилий провідний шар під ДДЗ, а на північному сході (південний борт ДДЗ) тривимірна аномалія ймовірно в нижній частині кори або на границі з верхньою мантією.

Таким чином, нові експериментальні спостереження низькочастотними електромагнітними методами, а також їх первинна інтерпретація вказують на наступне.

1. ЯТЗ не проявляється в підвищеній провідності на глибинах кори і мантії, що підтверджує геодинамічну гіпотезу [Щербаков, 2005; Selway et al., 2009];

2. Виділяється уздовж лінії Переяслав-Хмельницький–Канів контактна зона з різним питомим опором з поверхні між кристалічними породами УЩ і осадовими відкладами південного борту ДДЗ. Вона у дослідженнях І.М. Варенцова та С. Ковачікової за результатами квазі-3D інверсії на T від 200 до 3 600 с (в основному за експериментальними даними В.І. Трегубенко) виділяється субмеридіональним відгалуженням з $S = 4\ 000$ См від провідної структури складної конфігурації в ДДЗ. З листування з І.М. Варенцовим впливає, що "Головний результат – це локалізація глибинних корових провідників в плані. Слідкуючий крок, критична перевірка, якою мірою струми в виділених провідниках відокремлені від приповерхневих струмових систем. При наявності істотних вертикальних перетікань можлива поява артефактів – фантомних структур".

3. Дніпровська аномалія теплового потоку з передбачуваною $S > 6\ 000$ См [Гордиенко и др., 2004] не проявляється системно в усіх пунктах. Тільки шарувата структура провідників в земній корі і верхній мантії з сумарною S близько 1 000 См проявилася в найзахіднішому пункті GLV північного профілю Гологурів–Гребінка;

4. Кіровоградська глибинна зона розломів є субвертикальною електропровідною структурою з поверхні;

5. Пункт KRB єдиний, який потрапляє у граничну зону ореолу просторового поширення унікальної Кіровоградської аномалії в геомагнітних варіаціях та підтверджує існування провідника з верхньою кромкою на глибинах 20–25 км з $S = 2\ 000$ См.

6. У нижній частині кори або на границі з верхньою мантією південного борту ДДЗ в районі досліджень, ймовірно, існує аномалія електропровідності, яка підтверджує результати сейсмотомаграфії, що свідчать про неоднорідний розподіл поздовжніх сейсмічних хвиль [Гейко и др., 2005]. Зменшення їх швидкостей в інтервалі глибин від 50 до 150 км характерно для об'єкта ізометричної форми з центром 50° пн.ш. і 33° сх.д. Проведені раніше розрахунки [Белявский и др., 2004] електропровідності у верхній мантії регіональної Кіровоградської аномалії в районі її перетину з ДДЗ передбачили існування на цих глибинах астеносфери з $\rho = 20$ Ом·м.

3.4.2. Глибинні геоелектричні дослідження Тарасівського та Троянківського метабазитових масивів ГШЗ

У 2017–2018 рр. в центральній частині Ятранського блоку ГШЗ, в районі Тарасівського та Троянківського метабазитових масивів, А.М. Кушніром та В.А. Ільєнко були проведені польові роботи по площі методами МТЗ і МВП. Загальна кількість пунктів вимірювань з синхронним записом – 24, середня відстань між пунктами вимірювань від 1–2,5 до 4–6 км.

Тарасівська структура. Вісім пунктів спостережень розташовані саме в Тарасівській структурі (Польовий стан (PLS), структура Тарасівська (STR), Шевченко (SHV), Траса (TRA), Роздоріжжя (RZD), Дубова посадка (DBP), Козине болото (KBL), Святе джерело (SVT)), ще сім за її межами на півночі – Дубовий ліс (DBL) на відстані 4 км, на півдні – на відстані 5 км поблизу села Орлове (OPL), на заході – Перегонівка (PRG), урочище Слюсаренко (SLS), Горіховий сад (ORN) на відстані 1–2,5 км, на сході – структури Тарасівка (TRS), Копеньковате (KPN) на відстані 1,5 км (рис. 3.13).

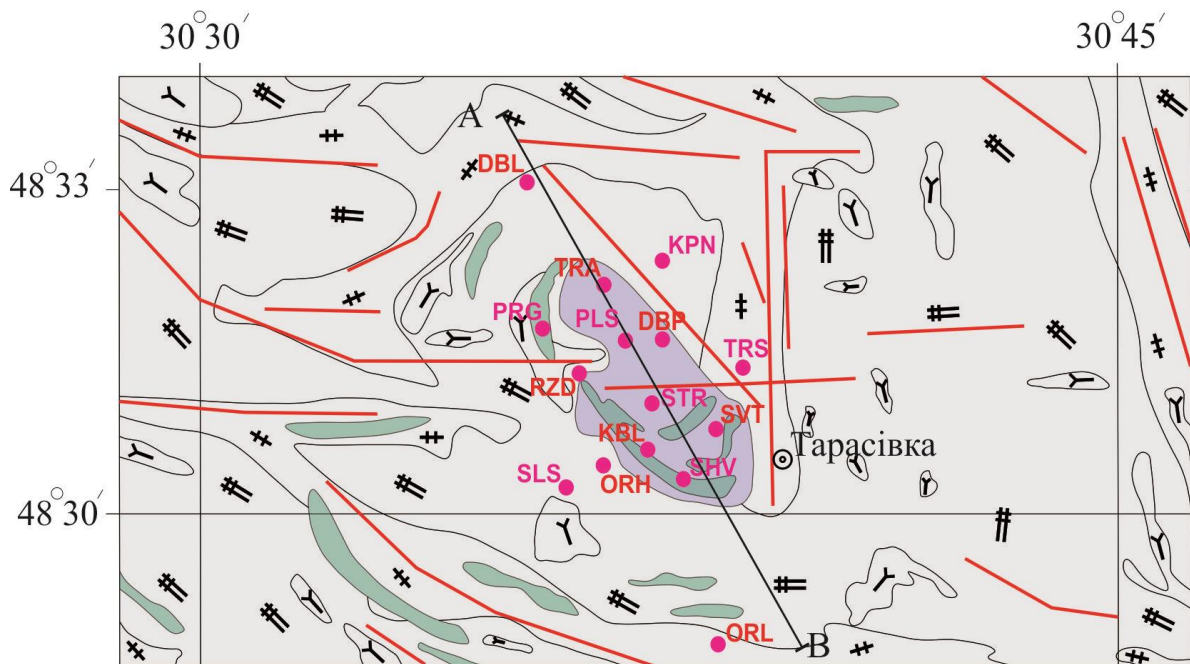


Рис. 3.13. Пункти спостережень МТЗ та МВП Тарасівської структури

Максимум частотної характеристики знаходиться у діапазоні 500–1 200 с, азимут типера залежно від періоду майже не змінюється та направлений на північний захід (рис. 3.14).

Зі збільшенням періоду ImW збільшується та має направлення на південний схід, ReW та ImW колінеарні. Такий просторовий напрямок на цих періодах може пояснюватись сумісним впливом субмеридіональної регіональної Кіровоградської аномалії та субширотної локальної аномалії електропровідності на межі Ятранського та Первомайського блоків (на глибинах від 10 до 30 км з $\rho = 250$ Ом·м довжиною понад 100 км) [Ширков и др., 2017].

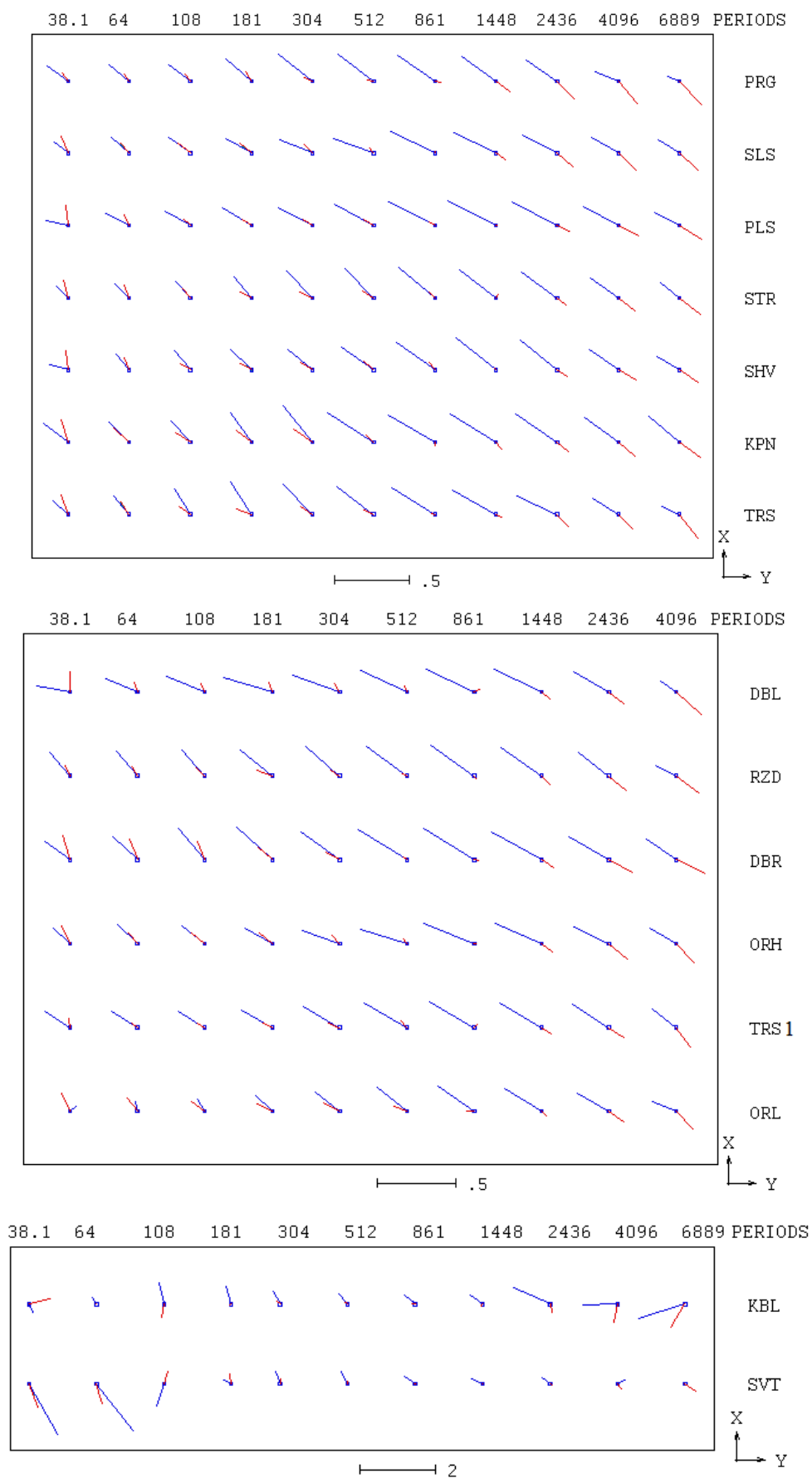


Рис. 3.14. Комплексні типери по площі Тарасівської структури, отримані за допомогою програми PRC_MTMV [Varentsov, 2007].

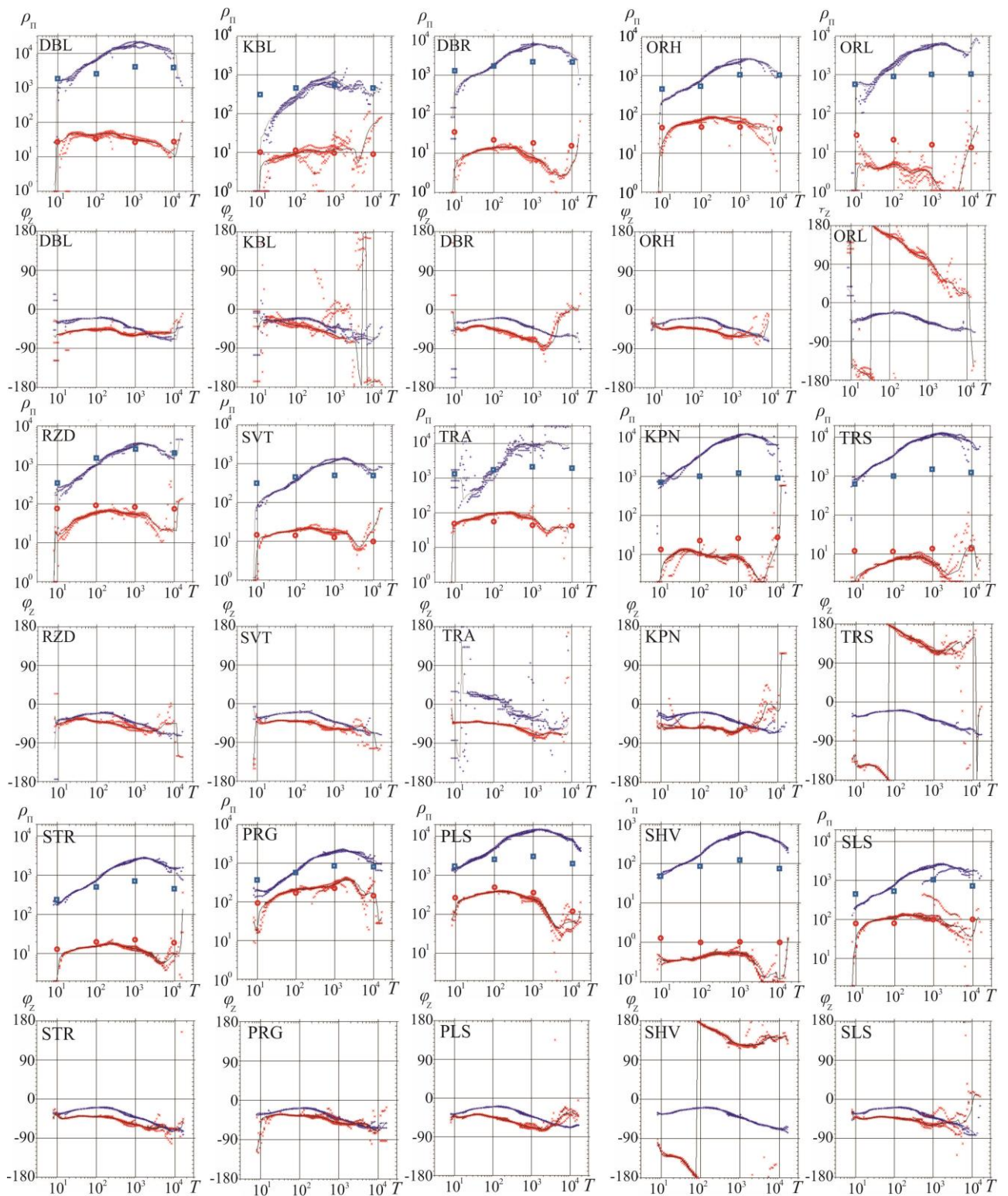


Рис. 3.15. Криві МТЗ по площі Тарасівської структури (сині – субмеридіональна (ρ_{xy}), червоні – субширотна (ρ_{yx}) складові), отримані за допомогою програми PRC_MTMV [Varentsov, 2007] (ρ_{π} – амплітудні, φ – фазові) та розраховані модельні значення ρ_{π} для серії періодів 10, 100, 1 000 і 10 000 с.

На періодах від 8 до 11 с типери майже на всіх пунктах спостережень зазнають значного впливу від техногенних завад різної природи, не зважаючи на процедуру RR (процедура віддаленої бази), яку передбачає програма обробки електромагнітного поля PRC_MTMV [Varentsov, 2007] (див. рис. 3.14). Зі збільшенням періоду до 50 с колінеарність ReW та ImW порушується, кут поміж ними становить до 90° , їх величина на більшості пунктів співмірна та становить 0,1–0,25, основний напрямок ReW захід–північний захід. Найменші величини типерів спостерігаються в центральній точці Тарасівської структури (STR), на південному заході (SLS, ORH), на сході (TRS) та у найпівденнішому пункті (OPL). Цей аналіз магнітоваріаційних відгуків свідчить про складну тривимірну характеристику Тарасівської структури у приповерхневій частині розрізу. Пункти KBL, SVT зазнають значних техногенних спотворень для періоду геомагнітних варіацій 8–200 с та для 1 500–6 000 с у пункті KBL, проте основний напрям ReW не змінюється та спрямований на захід–північний захід.

Практично на всіх пунктах спостерігається відсутність конформності кривих МТЗ, розбіжність кривих ρ_n за напрямками вимірювальних ліній характерна для всього частотного діапазону та збільшується з періодом і складає 1–3,5 порядки (рис. 3.15). Частотні залежності ρ_n не відповідають рівню глобальних даних. Всі меридіональні амплітудні криві ρ_{xy} характеризуються висхідними гілками до періоду 1 000–2 000 с, де значення ρ_{xy} досягають максимумів понад 10 000 Ом·м (PLS, KPN, TRA, DBL) та 1 000 Ом·м на інших пунктах.

На багатьох широтних амплітудних кривих ρ_{yx} спостерігаються мінімуми на періодах понад 2 000 с (PLS, STR, SHV, KPN, TRS, DBR, ORH, RZD, SVT), яким відповідає специфічна поведінка фаз імпедансу, особливо у пунктах PLS, SHV, TRS, DBR. Їх рівень коливається від 5 до 500 Ом·м (в середньому 10 Ом·м). Якісна інтерпретація кривих ρ_{yx} припускає наявність на глибинах 100–200 км витягнутої структури з провідністю 2 000–4 000 См. Але ці оцінки можуть бути недостовірними, бо аномалія проявляється тільки на одній поляризації та на

таких частотах, де спостережені електромагнітні поля мають малі значення. Крім того, на цих частотах може проявлятися неоднорідний вплив первинного джерела. Впевнено можливо стверджувати тільки про наявність поверхневої локальної аномалії електропровідності, бо на це вказує розбіжність кривих ρ_{Π} за напрямками вимірювальних ліній.

Троянківська структура. У межах Троянківської структури розташовані п'ять пунктів спостережень (Лебединка (LBD), Триангуляційний пункт (TRG), Троянка (TRO), Мисливські угіддя (MSL), Сар (SAR)), ще п'ять за її межами на півночі (Цурупи (CRP), Яр (YAR), Кам'яний міст (KMM)) на відстані 1–2,5 км та на півдні поблизу селищ Наливайка (NLV) та Журавлинка (ZRV) на відстані 1,5 км (рис. 3.16).

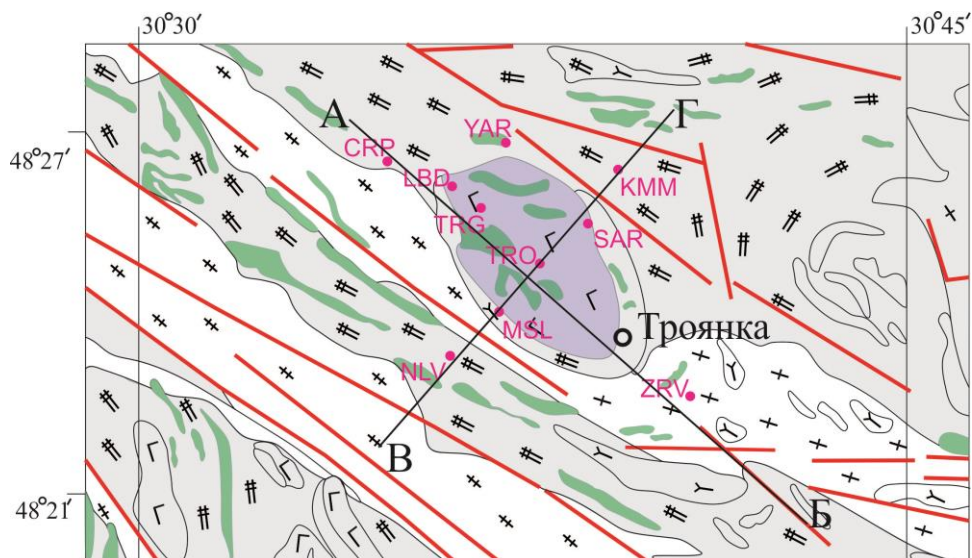


Рис. 3.16. Пункти спостережень МТЗ та МВП Троянківської структури.

Максимум частотної характеристики знаходиться у діапазоні 500–1 200 с, азимут типера залежно від періоду змінюється від північно-західного до північно-східного (рис. 3.17). Зі збільшенням періоду ImW також збільшується та спрямовується на південний схід, ReW та ImW колінеарні. Такий просторовий напрямок на цих періодах, як і у попередньому випадку (планшет Тарасівської структури), пояснюється сумісним впливом субмеридіональної регіональної Кіровоградської аномалії та субширотної локальної аномалії на межі Ятранського та Первомайського блоків.

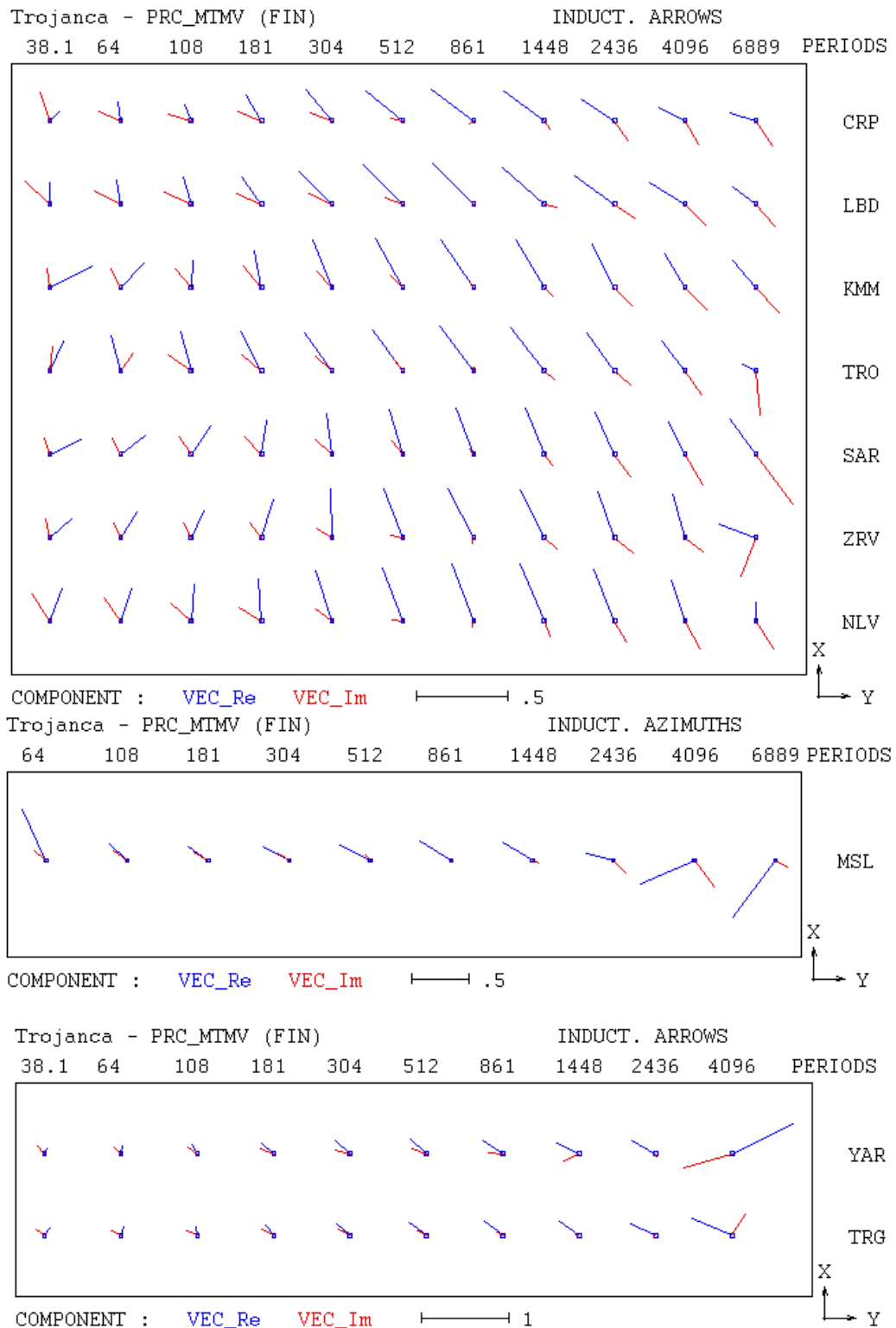


Рис. 3.17. Комплексні типери по площі Троянківської структури, отримані за допомогою програми PRC_MTMV [Varentsov, 2007].

На періодах від 30 до 300 с колінеарність ReW та ImW відсутня, кут поміж ними становить до 90° , їх величини на більшості пунктів співрозмірні, зі збільшенням T до 300 с реальна частина на 0,1 значення збільшується.

Величина типера становлять 0,1–0,35, основний напрям ReW – північний захід, окрім пунктів SAR, KMM, ZRV, NLV, де дійсна частина індукційної стрілки спрямована на північний схід, – північ. Найменші величини типерів спостерігаються на південній окраїні Троянківської структури на межі з добре провідними Ємилівським та Краснополянським розломами у пунктах CRP, LBD, TRG, MSL, ZRV та північно-східному пункті KMM.

Цей аналіз магнітоваріаційних відгуків свідчить про складну тривимірну характеристику Троянківської структури у приповерхневій частині розрізу, що з півдня ускладнюється субширотними добре провідними Ємилівським і Краснополянським розломами та можливою зміною струмової структури у серії облямовуючих розломів на північно-східному напрямку.

Індукційні параметри Троянківської структури зазнають меншого техногенного впливу, ніж у випадку Тарасівської структури. Основні спотворення проявляються на періодах від 4 000 с.

Практично на всіх пунктах спостерігається відсутність конформності кривих МТЗ, розбіжність кривих ρ_{Π} за напрямками вимірювальних ліній характерна для всього частотного діапазону та збільшується з періодом і складає 1–2,5 порядки (рис. 3.18). Частотні залежності ρ_{Π} не відповідають рівню глобальних даних, виняток становить лише пункт KMM. Меридіональні амплітудні криві ρ_{xy} характеризуються висхідними гілками до періодів 1 000–2 000 с, де значення ρ_{xy} у пунктах TRO, LBD відповідають 100–200 Ом·м та сягають максимумів 1 000–3 000 Ом·м на інших пунктах.

У пунктах CRP, LBD, KMM, MSL, TRO на періодах понад 2 000 с широтні амплітудні криві ρ_{yx} мінімальні. Їх якісна інтерпретація вказує на можливу присутність глибинного провідника, як і у Тарасівській структурі. Рівень кривих ρ_{yx} у більшості випадків коливається від 1 до 100 Ом·м (в середньому 10 Ом·м). Особливою поведінкою характеризуються пункти KMM та ZRV, де відбувається різка зміна поляризації кривих ρ_{Π} – для кривих KMM до періодів 300 с, ZRV – у всьому частотному діапазоні. Таку поведінку можна пояснити

зміною течії телуричних струмів у серії облямовуючи розломів на північно-східному напрямку (пункту КММ) та зміною простягання добре провідних Ємилівського та Краснополянського розломів (пункту ZRV).

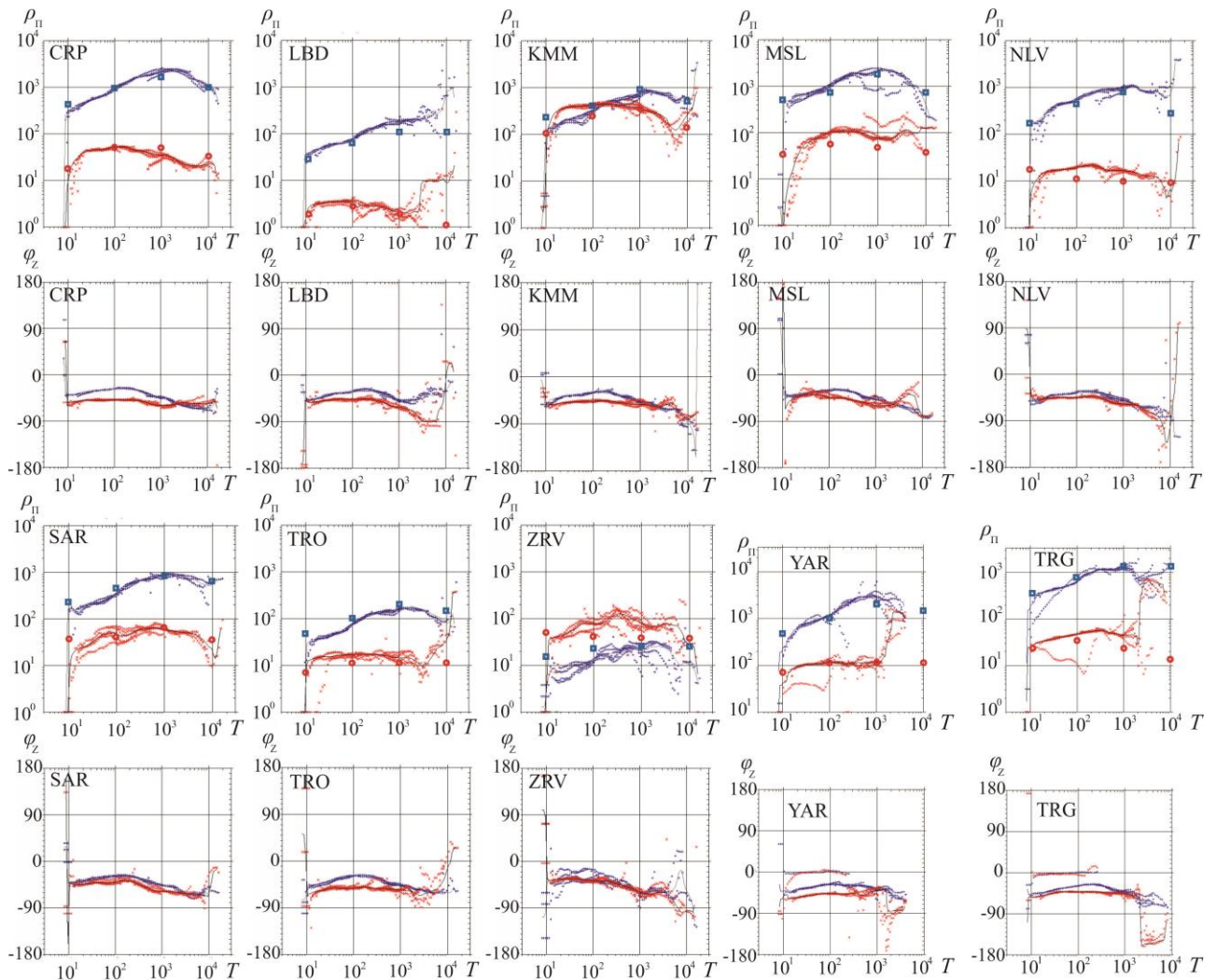


Рис. 3.18. Криві МТЗ по площі Троянківської структури. Ум. познач. див. рис. 3.15.

Троянківська структура характеризується дуже складною будовою у геоелектричному плані. З одного боку, це присутність поверхневої локальної тривимірності, на що вказує значна розбіжність кривих $\rho_{п}$ у переважній більшості пунктів спостережень. З іншого, це різка зміна течії телуричних струмів у східній частині планшету та вплив розташованого з південногозаходу добрепровідних Ємилівського та Краснополянського розломів.

3.5. Глибинна будова центральної частини УЩ за результатами 3D моделювання

Центральна частина УЩ об'єднує із заходу на схід ГШЗ, Інгульський мегаблок та ІКШЗ. Центральна частина цього регіону, складена протерозойськими утвореннями (Інгульський мегаблок), відрізняється високою електропровідністю по всьому розрізу земної кори, що свідчить як про аномально високу проникність порід палеопротерозойського блока, так і про сучасні прояви активізації.

За результатами одновимірної інверсії даних АМТЗ і МТЗ центральної частини УЩ [Николаев и др., 2014] виділяються: 1) істотно високоомний Середньопридніпровський мегаблок (понад 5 000 Ом·м), диференційований за питомим електричним опором (ρ) Інгульський мегаблок (від 10 до 5 000 Ом·м), низькоомні ІКШЗ і ГШЗ (до 300–500 Ом·м), Причорноморська западина (до 300 Ом·м), Кіровоградська ЗР (10–1 000 Ом·м); 2) територія між Кіровоградською та Криворізько-Кременчуцькою ЗР з поверхні і до глибин порядку 30 км характеризується низькими значеннями ρ (від 10 до 300 Ом·м); 3) глибинні ЗР (Криворізько-Кременчуцька, Західноінгулецька, Інгулецька, Кіровоградська, Первомайська) на геоелектричних розрізах (рис. 3.9) виділяються як низькоомні субвертикальні структури; 4) КРР характеризується низькоомною областю (менше 300 Ом·м) до глибин порядку 50 км.

За наявними експериментальними даними, використовуючи для розрахунків програму Mtd3fwd [Maskie, 1994; Бурахович и др., 2015в], побудовано регіональну тривимірну геоелектричну моделі земної кори і верхньої мантії УЩ [Кулик, Бурахович, 2007] регіональну добре відомою Кіровоградську аномалію в Інгульському мегаблоці і ІКШЗ (рис. 3.21, б, 3.22, а), і локальні Кіровоградського рудного району (КРР) [Николаев и др., 2013] (рис. 3.19, а), ГШЗ [Бурахович и др., 2015в] (рис. 3.23, 3.24).

Моделювання глибинних аномалій високої електропровідності полягало в реалізації двох етапів. На першому етапі, результати якого наведені в роботі [Бурахович и др., 2015 а, г, 2016], виконувався підбір такої моделі розподілу питомого електричного опору, для якої розраховані магнітоваріаційні параметри відповідали б експериментальним даними. Другий етап передбачав уточнення підібраної моделі за даними МТЗ.

Загалом, основні кроки моделювання за даними МТЗ подібні першому етапу:

- закладення електропровідності недостатньо потужного, але істотно неоднорідного розподілу осадових відкладів на фоні «нормального» розрізу;
- введення відомих параметрів регіональних аномалій електропровідності, таких як Чернівецько-Коростенська і Кіровоградська;
- моделювання локальних провідників і зон аномально високого питомого опору;
- уточнення кінцевої моделі за сукупністю результатів розрахунків обох етапів.

Методика побудови моделей враховує суттєві впливи на електромагнітні параметри неоднорідного розподілу інтегральної електропровідності (S) приповерхневого шару. Центральна частина моделі характеризується низькими значеннями та великою змінністю S від 5 до 100 См. На півночі моделі спостерігається велика потужність осадових відкладів і тому значення S досягають 400 См. На південному схилі УЩ максимальні значення S не перевищують 500 См. Розподіл сумарної повздовжньої провідності першого провідного шару приймається апріорі. Регіональна і локальна аномальні області, що моделювалися, розглядалися на фоні одновимірного розрізу, який характеризується параметрами: $\rho_1 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_1 = 2 \text{ км}$; $\rho_2 = 1\,000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_2 = 158 \text{ км}$; $\rho_3 = 600 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_3 = 40 \text{ км}$; $\rho_4 = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_4 = 50 \text{ км}$; $\rho_5 = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_5 = 70 \text{ км}$; $\rho_6 = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_6 = 80 \text{ км}$; $\rho_7 = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_7 = 100 \text{ км}$; $\rho_8 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_8 = 100 \text{ км}$; $\rho_9 = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_9 = 160 \text{ км}$; $\rho_{10} = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_{10} = 200 \text{ км}$; $\rho_{11} = 0.1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_{11} = \infty \text{ км}$. Ці характеристики були визначені, виходячи з того, що значну

частину обсягу моделі по її периферії займають осадові відклади з відносно високими значеннями S . Були проведені розрахунки для декількох варіантів одновимірного розрізу і емпіричним шляхом підібрані його параметри, що найкраще задовольняють експериментальним даним.

На фоні такого «нормального» розподілу поверхневих відкладів у ГШЗ виявлено дві аномалії з субширотною орієнтацією в просторі у самій верхній частині розрізу (потужність (H) – з поверхні до $< 50\text{--}100$ м; $\rho=10$ Ом·м): 1) 5–10 км на 70 км між Лисянським та Ятранськими блоками ГШЗ; 2) 5–20 км на 140 км, яка може бути південно-західним продовженням Субботсько-Мошоринської субширотної ЗР по системі субширотних провідників (рис. 3.19, а). Остання добре узгоджується з високопровідними аномаліями в районі Ємільовської та Звенигородсько-Братської (Пісчанобродської) глибиних ЗР на заході моделі КРР.

Південніше цієї структури (між $48^{\circ}00'$ та $48^{\circ}40'$ пн. ш.) отримати задовільний результат МТЗ вдалось завдяки системі провідників у вигляді трьох паралельних об'єктів субмеридіонального простягання (шириною (d) 10–15 км, довжиною (l) 30–70 км, $\rho=10$ Ом·м з поверхні до менш ніж 50–100 м), які не пов'язані між собою гальванічно. Просторово вони збігаються з частинами Ємільовської, Первомайської та Звенигородсько-Братської, Західноінгулецької та Кривоворізько-Кременчуцької ЗР.

В південній частині моделі ГШЗ (від $48^{\circ}00'$ пн. ш.) достовірно підібрані тільки два субмеридіональних провідника: 1) розташований далі на схід відносно Тальнівської ЗР ($h=0$ км, $H \leq$ до 50–100 м, $d=5$ км, $l=45$ км, $\rho=10$ Ом·м); 2) збігається з частиною Первомайської ЗР ($h=0$ км, $H \leq$ до 50–100 м, $d=15$ км, $l=40$ км, $\rho=10$ Ом·м). Ймовірно останній гальванічно пов'язаний з провідним об'єктом, що виявлено далі на північ вздовж Первомайської ЗР.

Моделльні розрахунки дозволили виявити декілька типів орієнтації аномалій електропровідності – субширотну та субмеридіональну, що

відповідають поверхневим та глибинним аномаліям електропровідності, які було закладено в тривимірну модель.

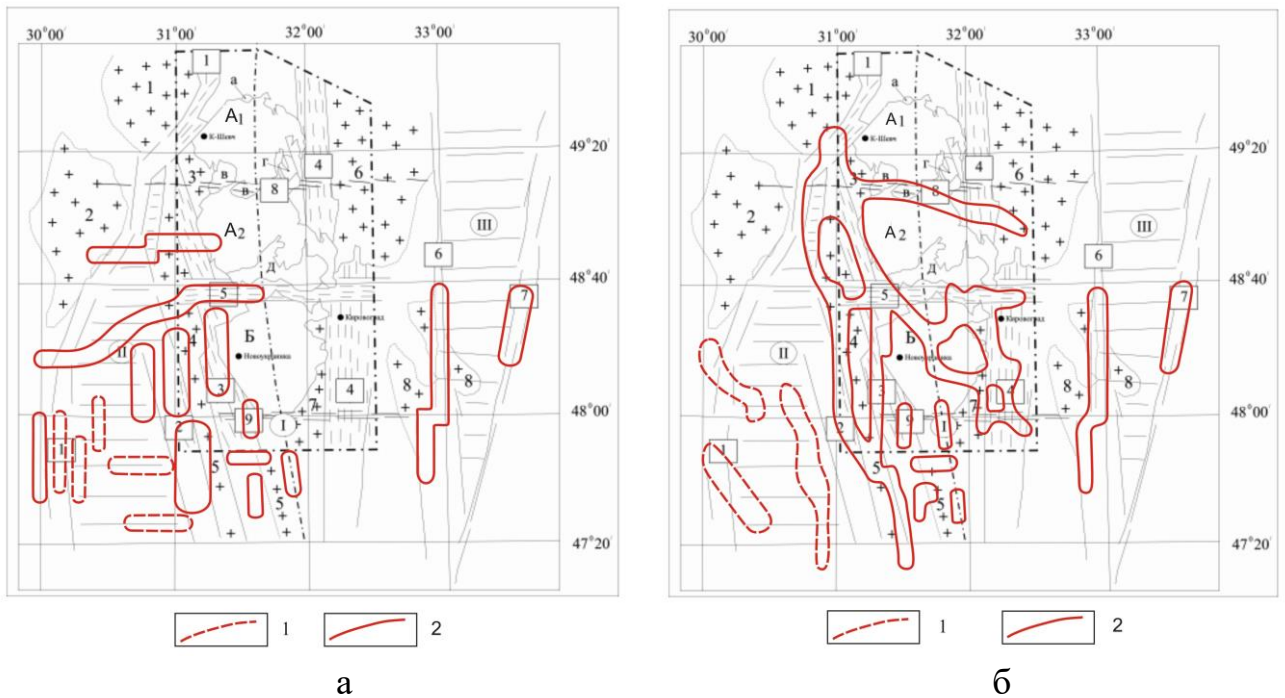


Рис. 3.19 Розподіл аномалій підвищеної електропровідності 3D моделі Інгульського мегаблока. Параметри аномалій: а – $\rho=10$ Ом·м на глибинах до 50–100 м; б – $\rho=50$ –100 Ом·м на глибинах від 100 м до 1–2,5 км; 1 – очікувані; 2 – дійсні [Бурахович и др., 2015в].

Крупні регіональні структури (цифри в кружках): I – міжрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ (осьова лінія), II – Голованівська шовна зона, III – Інгулецько-Криворізька шовна зона.

Зони розломів (цифри в квадратах): 1 – Тальнівська; 2 – Первомайська; 3 – Звенигородсько-Братська; 4 – Кіровоградська; 5 – Субботсько-Мошоринська; 6 – Західноінгулецька; 7 – Криворізько-Кременчуцька; 8 – Смілянська; 9 – Бобринецька.

Корсунь-Новомиргородський плутон: масиви рапаківіподібних гранітів: A1 – Корсунь-Шевченківський, A2 – Шполянський; масиви габро-анортозитів: а – Межиріченський, б – Городищенський, в – Смілянський, г – Руськополянський, д – Новомиргородський, Б – Новоукраїнський масив трахітоїдних гранітів.

Окремі масиви гранітоїдів (позначено хрестиками): 1 – Богуславський, 2 – Уманський, 3 – Шевченківський, 4 – Липнязький, 5 – Вознесенський, 6 – Чигиринський, 7 – Кіровоградсько-Бобринецький, 8 – Долинський.

В межах Кіровоградського рудного району (КРР) [Старостенко, Гинтов, 2013] та ГШЗ (рис. 3.19, б) виділяється розгалужена мережа провідників з

низьким $\rho=50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ від 100 м до 2,5 км, які приурочені до окремих частин Звенигородсько-Братської, Субботсько-Мошоринської, Смілянської, Лелеківської, Конкської, Ємилівської, Тальнівської, Первомайської та Кіровоградської ЗР.

Західна та східна субмеридіональні структури високої електропровідності моделі КРР збігаються за простяганням з Первомайською, Звенигородсько-Братською та Кіровоградською ЗР. Північна субширотна аномальна структура збігається із Смілянською ЗР. Південніше виявлено структуру складної конфігурації, що йде від Ємилівської уздовж Нерубаївсько-Лозоватської до Центральнокіровоградської ЗР. Серія провідних об'єктів різного простягання приурочена до зчленування Звенигородсько-Братської і Кіровоградської ЗР.

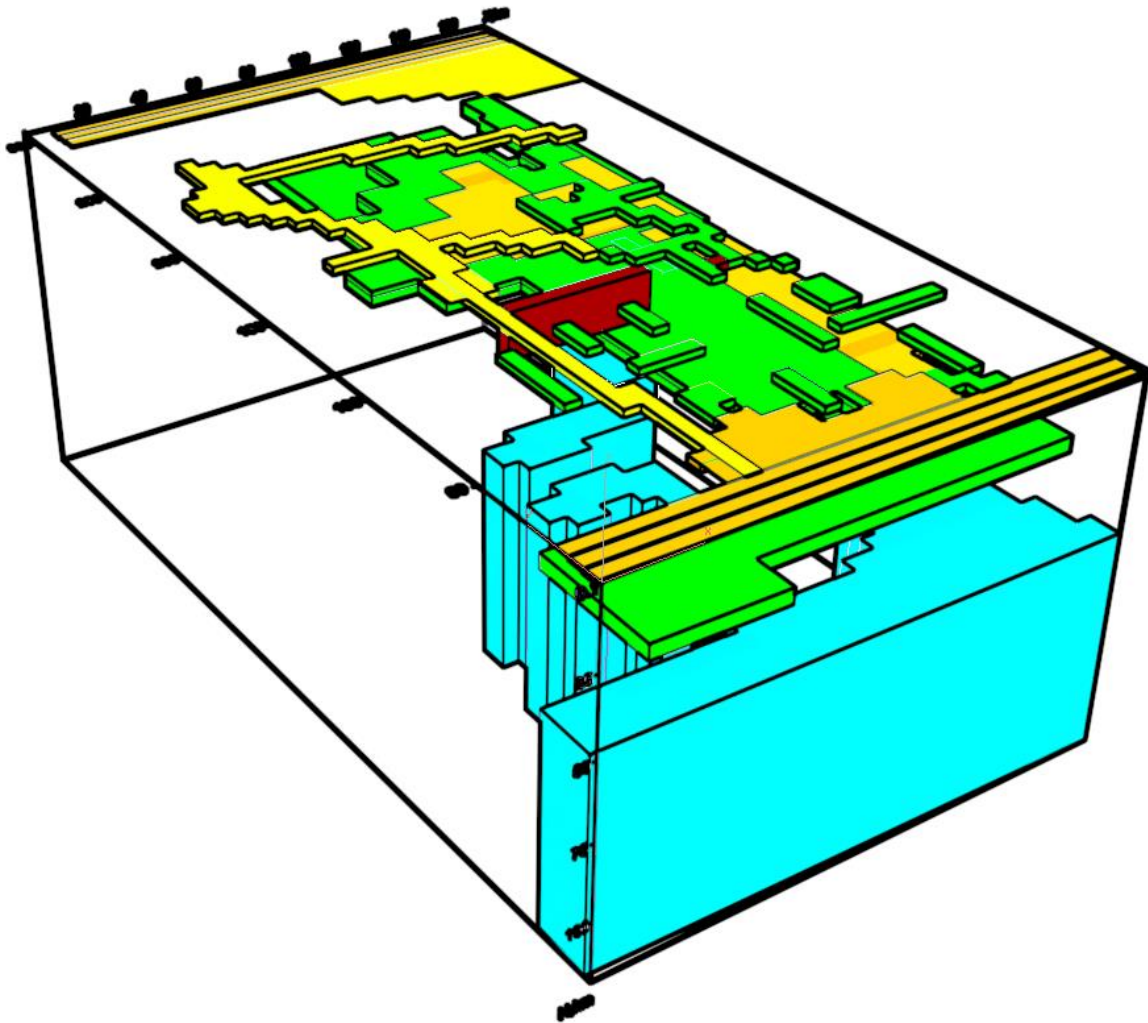


Рис. 3.20. Об'ємна модель КРР за даними МВП та МТЗ [Старостенко, Гинтов, 2013; Николаев и др., 2014].

В геоелектричній моделі ГШЗ підібрані переважно субмеридіональні провідники, які просторово співпадають з різними частинами ЗР та гальванічно пов'язані в один ланцюг (з півночі на південь): Тальнівська, осьова частина ГШЗ, а далі Первомайська ($d=10$ км) по всьому її простягання. І тільки на границі з відкритою частиною УЩ аномалія з лінійної перетворюється у систему гальванічно пов'язаних об'єктів субмеридіонального простягання ($d=5$ км, $l=10-30$ км), що проявилися в зоні зчленування Первомайської, Ємилівської, Звенигородсько-Братської ЗР. Загалом ця аномалія добре співпадає з 3D моделями КРР (див. рис. 3.20) [Старостенко, Гинтов, 2013; Николаев и др., 2014].

На півдні планшета ГШЗ декілька аномалій мають орієнтацію з північного заходу на південний схід. Починаються на перетині Тальнівського з Врадіївським ($H=1$ км) та Гвоздавським ($H=2,5$ км) розломами, вздовж яких і проявляється висока електропровідність ($h=100$ м, $d=10-15$ км, $l \leq 120$ км, $\rho=10$ Ом·м). Параметри цих аномалій на даний час потребують уточнення.

На цих глибинах продовжують спостерігатися і провідники ($d=15$ км, $\rho=10$ Ом·м) Західноінгулецької (поміж Чигиринським та Долинським масивами гранітоїдів) та Криворізько-Кременчуцької ЗР ІКШЗ (див. рис. 3.19).

Примітною особливістю на глибині від 5 до 20 км є структура ($\rho=10$ Ом·м) розміром 5×45 км², розташована у центральній частині Новоукраїнського масиву (рис. 3.21, а).

На півночі ІКШЗ між Криворізько-Кременчуцькою і Західно-Інгулецькою ЗР [Кулик, Бурахович, 2007] локальні об'єкти залягають в інтервалі глибин від 10 до 20 км з $\rho = 1-30$ Ом·м (рис. 3.21а). Вони є можливим продовженням Субботсько-Мошоринської та Смілянської субширотних зон.

На півдні від Інгульського мегаблока Кіровоградська аномалія ($H=10$ км, $\rho = 10$ Ом·м) виділяється у вигляді складної субширотної зони, яка вже знаходиться в межах Причорноморської западини. Найбільш електропровідні частини з $\rho=5$ Ом·м розміщуються в області Первомайської та Криворізько-

Кременчуцької ЗР. Якщо в границях УЩ Первомайська зона відповідає провіднику з поверхні, то в межах Причорноморської западини вона характеризується високою електропровідністю тільки з глибин 10 км.

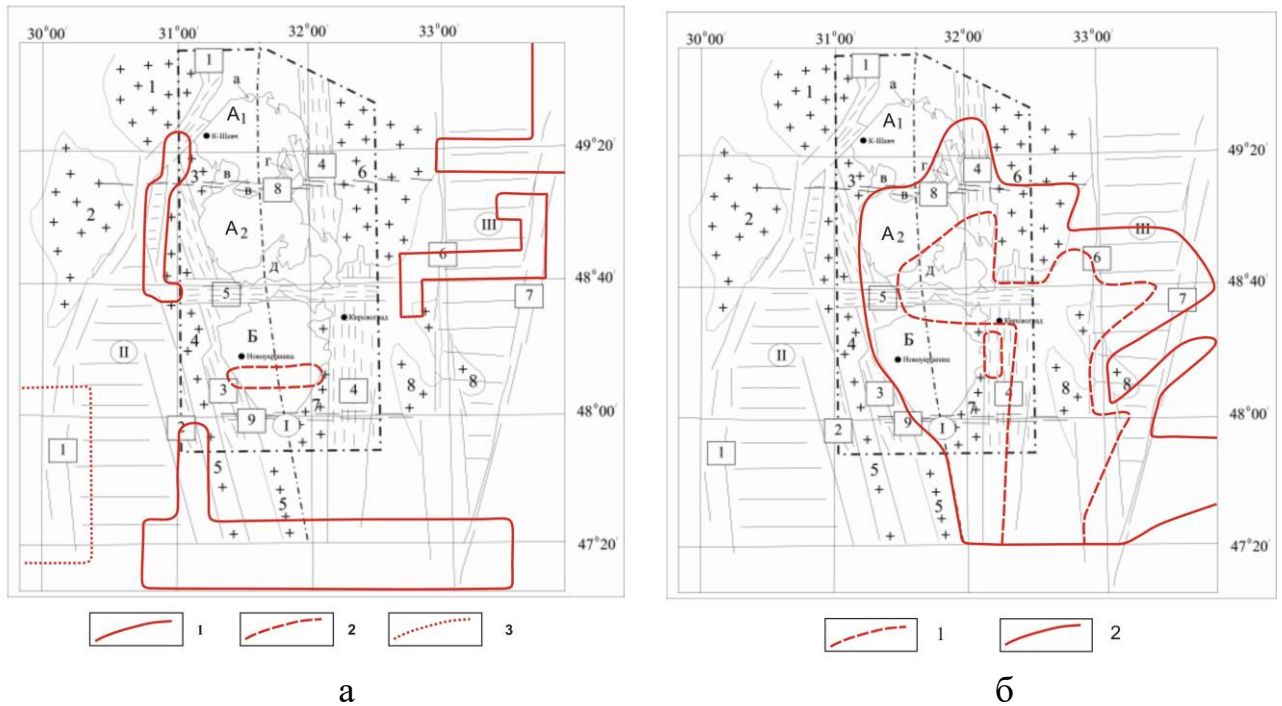


Рис. 3.21. Розподіл аномалій підвищеної електропровідності в земній корі 3D моделі Інгульського мегаблока. Параметри аномалій: а – $\rho=10$ Ом·м на глибинах: 1 – від 10 до 20 км; 2 – від 5 до 20 км; 3 – від 15 до 30 км; б – на глибинах від 20 до 25 км: 1 – $\rho=10$ Ом·м; 2 – $\rho=50$ Ом·м.

В інтервалі глибин з 10–15 до 20–30 км в моделі ГШЗ закладено декілька областей високої електропровідності (див. рис. 3.21, а): 1) на півночі в осевій частині ГШЗ та Первомайської ЗР; 2) на півдні Первомайської ЗР; 3) на півдні в зоні Тальнівського розлому та його найближчого оточення.

В інтервалі глибин 20–25 км розподіл значень ρ збігається з параметрами регіональної Кіровоградської аномалії (тіло діаметром ~ 230 км [Кулик, Бурахович, 2007]). Вона фіксується тільки у вигляді двох контурів: внутрішнього ($\rho=10$ Ом·м) і зовнішнього ($\rho=50$ Ом·м). Перехід від зовнішнього до внутрішнього контуру приурочен до Кіровоградського глибинного розлому практично по всій довжині у межах УЩ. Виключенням є Субботсько-Мошоринська ЗР, вздовж якої відгалуджується її субширотна частина.

Субширотні границі провідної структури приурочені до Смілянської (на півночі), Субботсько-Мошоринської, Лелеківської, Глодоської, Новокосянтинівської і Мар'ївської зон (рис. 3.21, б).

Західна границя Кіровоградської аномалії ($h=20\text{--}25$ км, $\rho=10\text{--}50$ Ом·м) розташована в зоні давнього тектонічного шва Херсон–Смоленськ, а в інтервалі $h = 25\text{--}30$ км, $\rho = 50$ Ом·м відповідає Кіровоградському глибинному розлому, сама ж аномалія охоплює територію, що включає ІКШЗ.

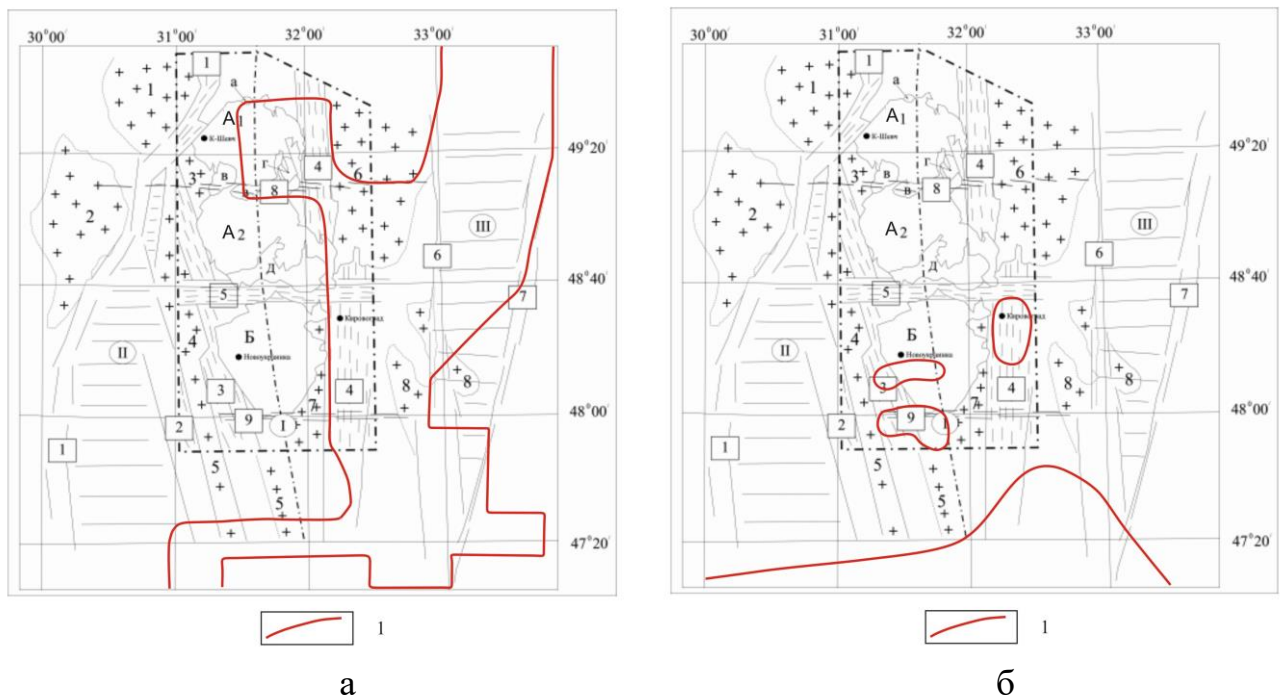


Рис. 3.22. Розподіл аномалій підвищеної електропровідності в земній корі та верхній мантії 3D моделі Інгульського мегаблока: 1 – параметри аномалій (а – $\rho=10$ Ом·м на глибинах від 25 до 30 км, б – $\rho=10$ Ом·м на глибинах від 50 до 120 км).

Регіональна Кіровоградська аномалія найчіткіше проявилася в інтервалі глибин 25–30 км і являє собою витягнуту з півдня на північ–північний схід структуру із просторовими розмірами від 50 до декількох сотень кілометрів, і тільки на півдні УЩ змінює своє простягання на субширотне уздовж Конкської ЗР (рис. 3.22, а).

Швидше за все, можна припустити існування декількох локальних провідних верхньомантієвих неоднорідностей в інтервалі глибин 50–120 км: 1)

у зоні перетину Кіровоградської та Субботсько-Мошоринської ЗР; 2) уздовж тектонічного шва Херсон–Смоленськ.

Більш впевнено можна припускати існування мантійного провідника у південній частині КРР. Його північна границя повинна проходити південніше $47^{\circ}20'$ пн.ш. На схід від 32° сх.д. вона доходить до $47^{\circ}40'$ пн.ш. (рис. 3.22, б). Максимальне поширення на північ спостерігається уздовж Кіровоградської аномалії, у зоні глибинних розломів – Західноінгулецького та Кіровоградського [Николаев и др., 2013].

Додаткове використання даних МТЗ дозволило уточнити модель земної кори, що була побудована тільки за даними МВП. Це пояснюється різними залежностями розподілу імпедансів та індукційних параметрів від глибини залягання провідників. Якщо в МТЗ глибина залягання провідного шару визначається затуханням електромагнітного поля залежно від періоду, то в МВП глибина залягання просторовим градієнтом магнітоваріаційних параметрів. Комбінація цих методів дозволяє набагато точніше та адекватніше до спостережених експериментальних даних побудувати модель розподілу питомого опору в рамках тривимірного середовища.

3.5.1. Глибинна будова ГШЗ за даними геоелектричних досліджень

За результатами попереднього тривимірного моделювання (перший етап) ГШЗ в регіональній структурі електропровідності земної кори є низькоомною структурою, що характеризується вираженою анізотропією питомого опору у верхній частині розрізу. Глибинні ЗР (Первомайська, Ємилівська, Звенигородсько-Братська, Тальнівська), що обмежують ГШЗ і її структурно-формаційні частини, виділяються як система гальванічно пов'язаних об'єктів субмеридіонального простягання у верхній частині розрізу (на глибинах 100–2 500 м) і окремими провідниками на глибинах 15–30 км. Ці аномалії добре узгоджуються і просторово поєднуються з моделлю КРР [Николаев и др., 2013]. Подальше моделювання (другий етап) проводилося з використанням даних МТЗ.

Модель ГШЗ і прилеглих території (планшет 47–50° пн.ш. × 29–32° сх.д.) охоплює різні геологічні структури не тільки центральної частини УЩ, а й навколишніх западин ДДЗ та Причорноморської (ПЗ).

При моделюванні електромагнітного поля розподіл S першого провідного шару [Ингеров, 1988] розглядається як завжди апріорна інформація. Центральна частина планшету – сама ГШЗ і захід Інгулецького мегаблока – S від 5 до 100 См; на півночі – північна частина ГШЗ і в межах ДДЗ – близько 400 См. На південному схилі УЩ і в ПЗ S не перевищує 500 См. Регіональна і локальна аномальні області, що моделювалися, розглядалися на фоні одновимірного розрізу як і у випадку моделі Інгульського мегаблока.

Складна геологічна будова, якою характеризується ГШЗ, призводить до збільшення неузгоджених між собою даних МТ поля. Це проявляється у низькій індивідуальній інтерпретаційній спроможності одиничних кривих МТЗ, оскільки поруч розташовані пункти зондувань з суттєво різними параметрами: рівнем $\rho_{\text{п}}$, наявністю або відсутністю мінімумів на певних періодах, наявністю висхідних або низхідних гілок кривих, відмінністю кривих $\rho_{\text{п}}$ для різних поляризацій і т.п. Порівняння результатів розрахунків з експериментальними даними проводилося по шести інтерпретаційним профілям, які перетинають різні аномальні об'єкти (рис. 3.23). Вони являють собою графік зміни $\rho_{\text{п}}$ в залежності від відстані, яка в середньому становить 5 км, але іноді 1–2 км і більше 10 км між пунктами за профілем на певних періодах ($T = 10, 100$ і $1\ 000$ с), що відповідають різним глибинним рівням.

Після багаторазових розрахунків різних варіантів моделі, вдалося досягти прийняттого співвідношення спостережених і модельних значень ρ на різних періодах геомагнітних варіацій, розрахунки яких докладно наведено у роботах [Николаев и др., 2014; Бурахович и др., 2015в; Ширков и др., 2017].

Тривимірна геоелектрична модель розподілу ρ в земній корі і мантії ГШЗ наведено у вигляді горизонтальних зрізів на різних глибинах (див. рис. 3.23) та у вигляді трьох об'ємних інтервалів (рис. 3.24) [Ширков и др., 2015–2017].

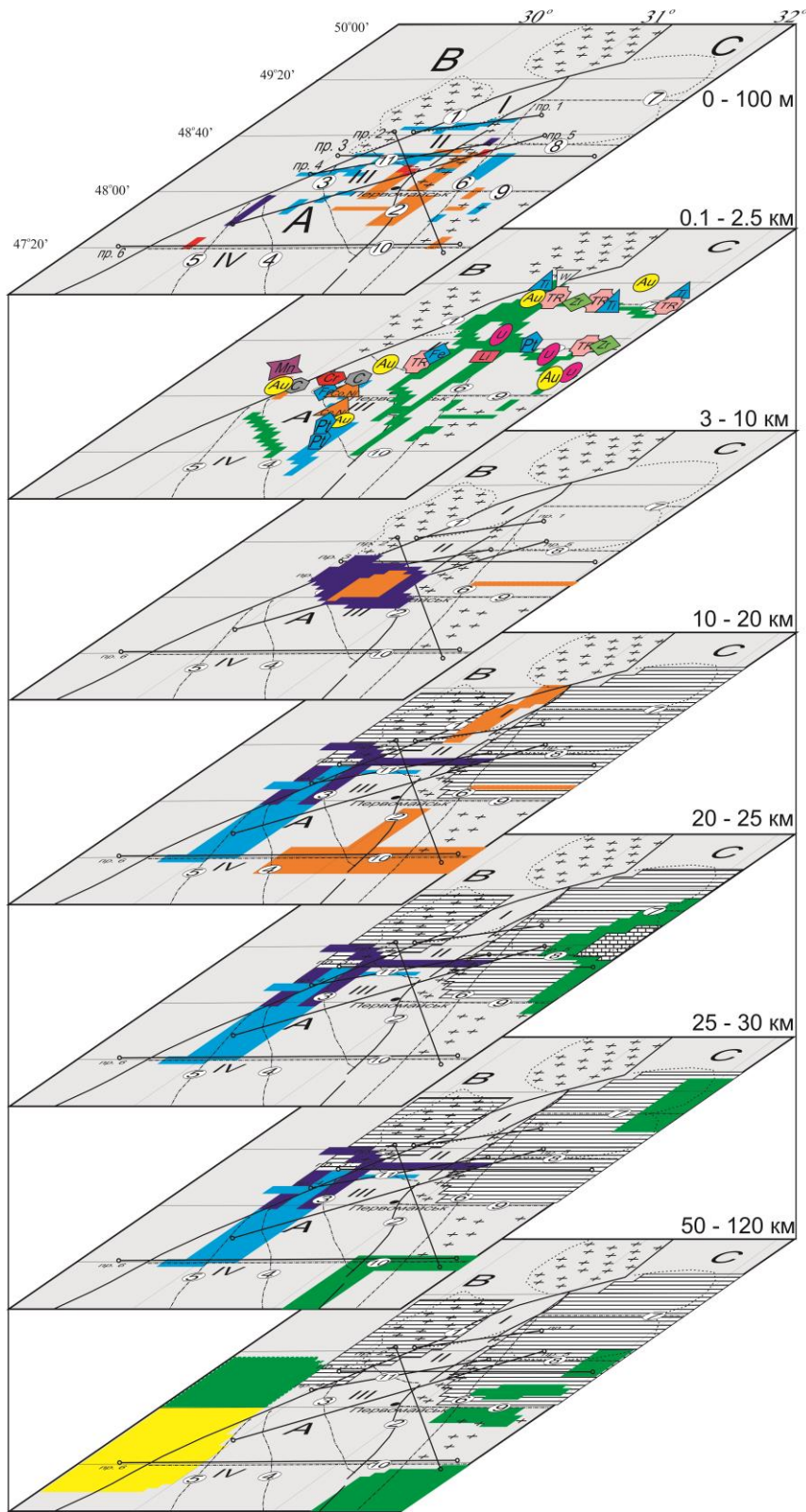


Рис. 3.23. Тривимірна геоелектрична модель ГШЗ [Ширков и др., 2016, 2017; Бурахович и др., 2018]:

А – Голованівська шовна зона; Б – Бузько-Росинський мегаблок; В – Інгульський мегаблок. Блоки ГШЗ:

І – Лисянський, ІІ – Ятранський, ІІІ – Голованівський, ІV – Тилігульський.

Осьові лінії глибинних зон розломів (ЗР):

1 – першого порядку

(1 – Тальнівська,

2 – Первомайська),

2 – другого порядку

(3 – Владіївська,

4 – Гвоздавська,

5 – Одеська,

6 – Звенигородсько-Братська, 7 –

Смілянська, 8 – Субботсько-Мошоринська, 9 – Бобринецька, 10 – Конкська, 11 – Ємилівська); 3 – межі блоків ГШЗ різного складу; 4 – лінії профілів МТЗ; 5–12 – зони з питомим опором (5 – 2 Ом·м; 6 – 5 Ом·м; 7 – 10 Ом·м; 8 – 25 Ом·м; 9 – 50 Ом·м; 10 – 100 Ом·м; 11 – 250 Ом·м; 12 – 10 000 Ом·м).



Велика кількість різноорієнтованих у просторі локальних провідників з $\rho = 2\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (h з поверхні до менш ніж 50–100 м), які частково збігаються з межами зчленування блоків, наприклад, Голованівського та Тилігульського, Лисянського та Ятранського, перетину ЗР, таких як Одеська, Тальнівська, Гвоздавська, й трасуються вздовж глибинних ЗР, наприклад, Первомайської (рис. 3.24, а), підбрано в моделі ГШЗ. Але не слід забувати, що локальні аномалії з поверхні можуть бути провідниками, які не враховано в неоднорідному розподілі S .

На фоні такого «нормального» розподілу поверхневих відкладів в ГШЗ виявлено дві аномалії ($\rho = 2\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) з субширотного орієнтацією в просторі: 1) загальним розміром 5–10 на 50 км між Лисянським та Ятранським блоками; 2) загальним розміром 5–20 на $l < 100$ км, яка може бути південно-західним продовженням Субботсько-Мошоринської ЗР по системі субширотних провідників (див. рис. 3.23, 3.24, а). Остання добре узгоджується з високопровідними аномаліями в районі Ємилівської глибинної ЗР.

Південніше цієї структури (між $47^{\circ}30'$ і $48^{\circ}30'$ сх.ш.) було введено систему провідників у вигляді паралельних об'єктів субмеридіонального простягання ($d = 5\text{--}15$ км, $l = 10\text{--}60$ км), які не пов'язані між собою гальванічно: Тальнівської, Одеської, Гвоздавської, Первомайської та Звенигородсько-Братської ЗР.

В інтервалі глибин від 100 м до 2,5 км в геоелектричній моделі (див. рис. 3.23, 3.24 а,) підбрані переважно субмеридіональні провідники з $\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, які створюють розгалужену гальванічно пов'язану мережу та просторово збігаються з різними частинами ЗР: осьовою частиною ГШЗ, Первомайською, Звенигородсько-Братською, Субботсько-Мошоринською і Смілянською, по всьому їх простягання ($d = 5\text{--}25$ км, $l \approx 240$ км). І тільки на границі УЩ аномалія електропровідності із суцільної перетворюється в систему окремих різноспрямованих об'єктів ($d = 5$ км, $l = 10\text{--}30$ км), які проявилися в зоні зчленування Первомайської, Ємилівської і Звенигородсько-Братської ЗР.

На півдні планшета кілька аномалій мають орієнтацію з північного заходу на південний схід. Вони починаються на перетині Тальнівської з Врадіївською ($h = 0,1-1$ км) і Гвоздавської ($h = 0,1-2,5$ км) ЗР. Параметри підібраних об'єктів такі: $d = 10-15$ км, $l \leq 120$ км, $\rho = 10-100$ Ом·м.

Якщо до глибини 2,5 км провідники представлені субвертикальними структурами, то глибше 3 км спостерігаються переважно субгоризонтальні шари (див. рис. 3.23, 3.24). Вище всього ($h = 3-10$ км) залягає диференційована по $\rho = 10-250$ Ом·м аномалія ($d = 50$ км, $l = 80$ км), яка розташована в північній частині Голованівського блока і обмежена частинами Тальнівської, Врадіївської, Первомайської та Ємилівської ЗР. Детальним моделюванням ГШЗ підтверджується існування провідника ($h = 5-20$ км, $\rho = 10$ Ом·м, $d = 5$ км, $l < 50$ км) в центральній частині Новоукраїнського масиву [Николаев и др., 2013].

Глибше 10 км розподіл аномально високого / низького ρ в земній корі і верхній мантії носить мозаїчний характер (рис. 3.24, б). Так, аномалії високого $\rho = 10\,000$ Ом·м (на фоні «нормального» 1 000 Ом·м) добре узгоджуються з глибинними частинами масиву гіпербазитів і гранітоїдів: Уманського, Новоукраїнського та Корсунь-Новомиргородського. У земній корі аномалії низького $\rho = 10-250$ Ом·м складної конфігурації приурочені до трьох осередків: 1) осьової частини Лисянського блока ($h = 10-20$ км, $\rho = 10$ Ом·м, $d = 15$ км, $l < 70$ км); 2) центральної частини Тальнівської та її перетину з Одеською та Гвоздавською ЗР ($h = 10-30$ км, $\rho = 100-250$ Ом·м, $d = 30$ км, $l < 150$ км); 3) перетину східної частини Конкської і південної Первомайської ЗР ($h = 10-20$ км, $\rho = 10$ Ом·м, $d = 10-40$ км, $l < 100$ км). Це підтверджує регіональну модель Кіровоградської аномалії, побудовану тільки за даними МВП [Анциферов, 2008].

Окремі частини структури закладались у розрахункову модель земної кори ГШЗ на сході планшета на глибинах 20–30 км (див. рис. 3.23). Потрібно відзначити, що на півночі друга зона має субширотне відгалуження ($d = 10$ км, $l < 60$ км) в районі Субботсько-Мошоринської ЗР.

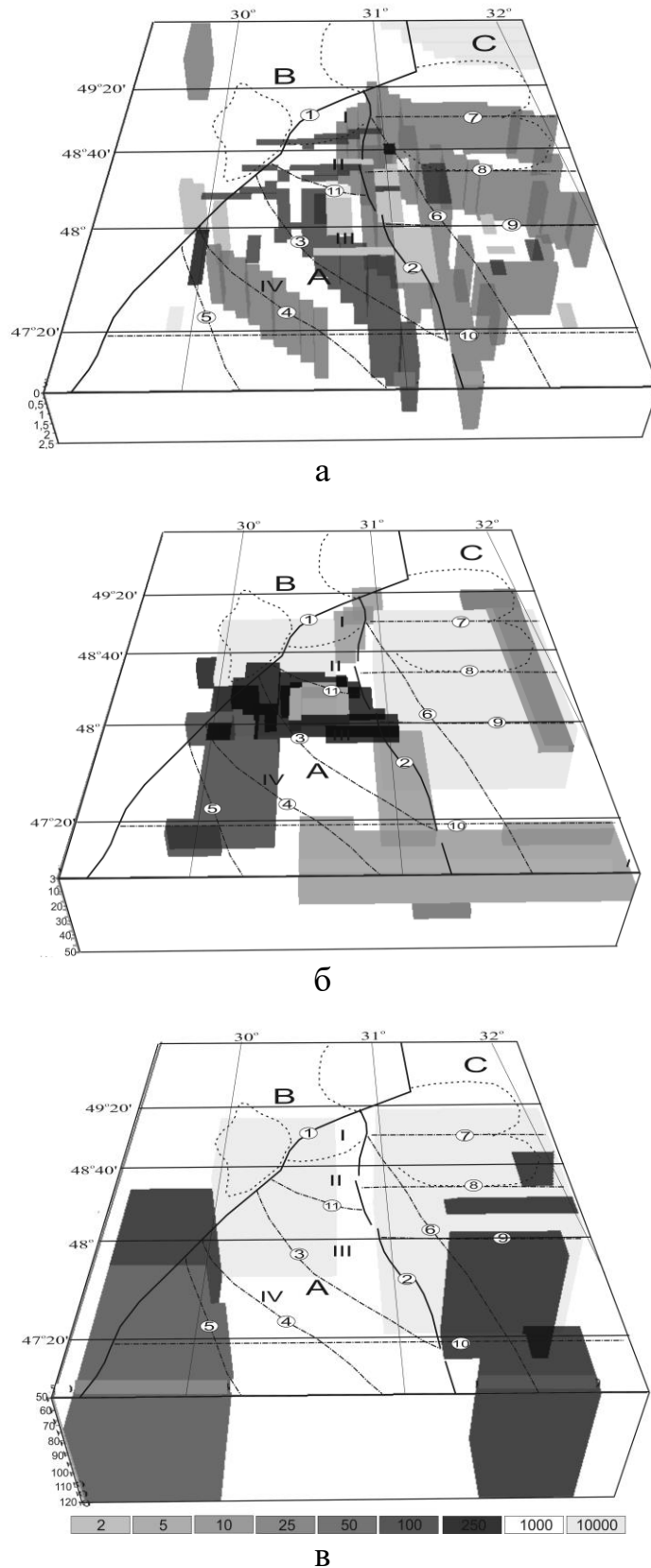


Рис. 3.24. Тривимірна геоелектрична модель ГШЗ [Ширков и др., 2017; Бурахович и др., 2018]: а – верхній поверх (від поверхні до 2,5 км); б – середній поверх (3–50 км); в – нижній поверх (50–120 км). Умовні позначення див. на рис. 3.23.

Розподіл ρ на мантійних глибинах ($h = 50\text{--}120$ км) ГШЗ відповідає «нормальному» для УЩ (рис. 3.24, в), крім південно-західної частини, відокремленої Одеською ЗР. ГШЗ розділяє різну за розподілом ρ неоднорідну верхню частину верхньої мантії. Так, на заході розташована окраїна астеносфери південно-західної частини УЩ на $h = 70\text{--}120$ км, диференційована по ρ від 48° пн.ш. на північ (південь Росинсько-Бузького мегаблока УЩ) $\rho = 50$ Ом·м, на південь (схил УЩ і частково ПЗ) $\rho = 25$ Ом·м. Відкориговані границі мантійного провідника трасують частково Тальнівську й Одеську ЗР на сході, північна поступово зміщується вздовж Хмельницької ЗР, де далі йде субширотно і відповідає уступу поверхні Мохо, південна проходить по Кишинівській ЗР на широті границі УЩ.

На сході локальні осередки ($h = 50\text{--}120$ км) мають високу електропровідність ($\rho = 50$ Ом·м), що підтверджено мантійною будовою КРР.

Таким чином, ГШЗ характеризується складним розподілом ρ , наявністю як приповерхневих, так і глибинних контрастних неоднорідностей електропровідності локального і регіонального масштабу, приурочених до основних структурно-тектонічних одиниць регіону [Ширков и др., 2017; Бурахович и др., 2018].

3.5.2. Тривимірна глибинна геоелектрична модель Тарасівської структури ГШЗ

У разі, коли об'єктом електромагнітних досліджень є локальна тривимірна структура, яка вирізняється наявністю не досить потужних, але суттєво неоднорідно розподілених осадових відкладів, існуванням електропровідних приповерхневих розломів та іншими факторами (наприклад, близьким розташуванням регіональних структур високої провідності), необхідно використовувати відповідний інструмент тривимірного моделювання низькочастотних електромагнітних полів. При розрахунках електромагнітного

поля було застосовано пакет програмного забезпечення Mtd3fwd [Mackie, Booker, 1999].

Методика побудови моделей глибинної електропровідності потребує виконання вимог щодо розміру комірок та їх кількості, а також врахування впливу на низькочастотне магнітотелуричне поле в локальній області не тільки параметрів глибинного «нормального» горизонтально-шаруватого розрізу, але й регіональних латерально-неоднорідних структур, усередині яких розташовані об'єкти дослідження. Так, локальна Тарасівська структура моделюється у регіональній моделі ГШЗ [Ширков и др., 2017].

Центральна частина ГШЗ характеризується низькими значеннями та значною мінливістю сумарної повздовжньої провідності S приповерхневого шару – від 5 до 100 См. При моделюванні електромагнітного поля розподіл S першого провідного шару розглядається як апіорна інформація і для Тарасівської структури вона була прийнята 1 См.

Регіональна і локальна аномальні області розглядалися на фоні добре відомого для УЩ одновимірного (1D) розрізу, який наведено у (розділі 2.4).

Для побудови моделі розподілу питомого електричного опору порід Тарасівської структури було деталізовано область моделювання ГШЗ. Горизонтальні розміри комірок в області Тарасівської структури було зменшено з 5 до 1 км, комірки розташовані відповідно до напрямків горизонтальних осей (5×5), кожна з яких характеризується однорідним питомим електричним опором. Вертикальні розміри комірок змінювалися від 25 м (в верхніх) до 40 км (в глибинних) шарах, як і для моделі ГШЗ. Планшет моделювання Тарасівської структури за координатами: 30°28' сх.д. 48°34' пн.ш.; 30°46' сх.д., 48°34' пн.ш.; 30°28' сх.д. 48°28' пн.ш.; 30°46' сх.д. 48°28' пн.ш..

3D моделювання глибинних аномалій високої електропровідності реалізовувалось у двох етапах: на першому етапі виконувався підбір такої моделі розподілу електропровідності, для якої розраховані магнітоваріаційні

параметри відповідали б експериментальним даним (див. рис. 3.14); другий передбачав уточнення підібраної моделі за даними ГМТЗ (див. рис. 3.15).

На першому етапі моделювання були проаналізовані індукційні параметри вже розрахованих моделей ГШЗ в області Тарасівської структури. Майже на всіх періодах від 100 с значення величин (середнє 0,15–0,3) та орієнтація на північний захід типерів може пояснюватись сумісним впливом субмеридіональної регіональної Кіровоградської аномалії та субширотної локальної аномалії електропровідності на межі Ятранського та Голованівського блоків (на глибинах від 10 до 30 км з $\rho = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ і довжиною понад 100 км) [Ширков и др., 2017]. Сама Тарасівська структура при модельних розрахунках слабо проявилась на періодах до 100 с, але найменші величини типерів відповідають найбільш електропровідним частинам глибинного розлому, що перетинає структуру у широтному напрямку.

На другому етапі моделювання Тарасівської структури проводилося з використанням даних сучасних ГМТЗ, виконаних у 2017–2018 рр. (див. рис. 3.13).

Загалом основні кроки моделювання за даними ГМТЗ подібні: завдання електропровідності осадового чохла на фоні «нормального» розрізу, введення відомих регіональних аномалій електропровідності і, насамкінець, моделювання локальних зон аномально низького або високого питомого опору.

Низька індивідуальна інтерпретаційна здатність одиничних кривих ГМТЗ, спричинена розташованими поряд пунктами зондувань з різними параметрами: рівнем позірною опору, наявністю чи відсутністю мінімумів на певних періодах, розходженням кривих, завдає значних труднощів при моделюванні. Для їх подолання було вирішено порівнювати результати розрахунків для серії періодів 10, 100, 1 000 і 10 000 с збігаються з різними глибинними рівнями.

Перший глибинний рівень відповідає періоду варіацій 10 с. Значення позірною опору на цій частоті залежать, головним чином, від розподілу осадових відкладів, які мають підвищену електропровідність відносно кристалічних порід фундаменту.

Розглядалось декілька варіантів моделей: М1 – поверхневий провідник відповідає геології Тарасівської структури; М2 – за якісною інтерпретацією кривих ГМТЗ.

Аналіз розрахунків М1 не узгоджується з експериментальними даними, а саме, спостерігається зворотня поляризація, криві $\rho_{\text{п}}$ розходяться майже в 2 рази, але не досягають потрібного рівня.

У серію моделей М2 було закладено декілька електропровідних об'єктів західно-східної та північно-західної – південно-східної орієнтації з поверхні до глибин від 10 м до 2 км з ρ від 1 до 250 Ом·м. Чисельні розрахунки на періоді 10 с дозволили визнати найкращими такі параметри верхньої частини моделі (рис. 3.25, 3.26). Похибка в розрахунках моделей, яка дозволила обрати оптимальний варіант, склала від 2 до 17 %. Всі об'єкти мають: глибину до 100 м; просторові розміри від $1 \times 5 \text{ км}^2$ до $1 \times 13 \text{ км}^2$; ρ від 10 до 250 Ом·м (рис. 3.26). Сама Тарасівська структура фрагментарно проявляється у низькому електричному опорі, її субширотно перетинають електропровідні зони з різним ρ низькі значення від 10 на півдні до 50 у центральній та окремою ділянкою 250 Ом·м на півночі.

Розподіл кривих $\rho_{\text{п}}$ такої моделі наблизився до спостереженого на $T = 10 \text{ с}$, тут задовільне співвідношення кривих за поляризацією, а саме, субмеридіональні криві знаходяться на рівні від 100 до більше як 1 000 Ом·м, а рівень субширотних на порядок і більше менший (див. рис. 3.25). Але для $T = 100 \text{ с}$, хоч і зберігається необхідне співвідношення кривих за поляризаціями, все ж таки модельні розрахунки $\rho_{\text{п}}$ у напрямку північ-південь мають тенденцію знижуватись. Тому наступна серія моделей М3 була пов'язана з моделюванням області високого опору. Були відбраковані альтернативні моделі, коли шари високого опору доходили до земної поверхні коли одновимірний розріз було представлено тільки трьома верхніми шарами.

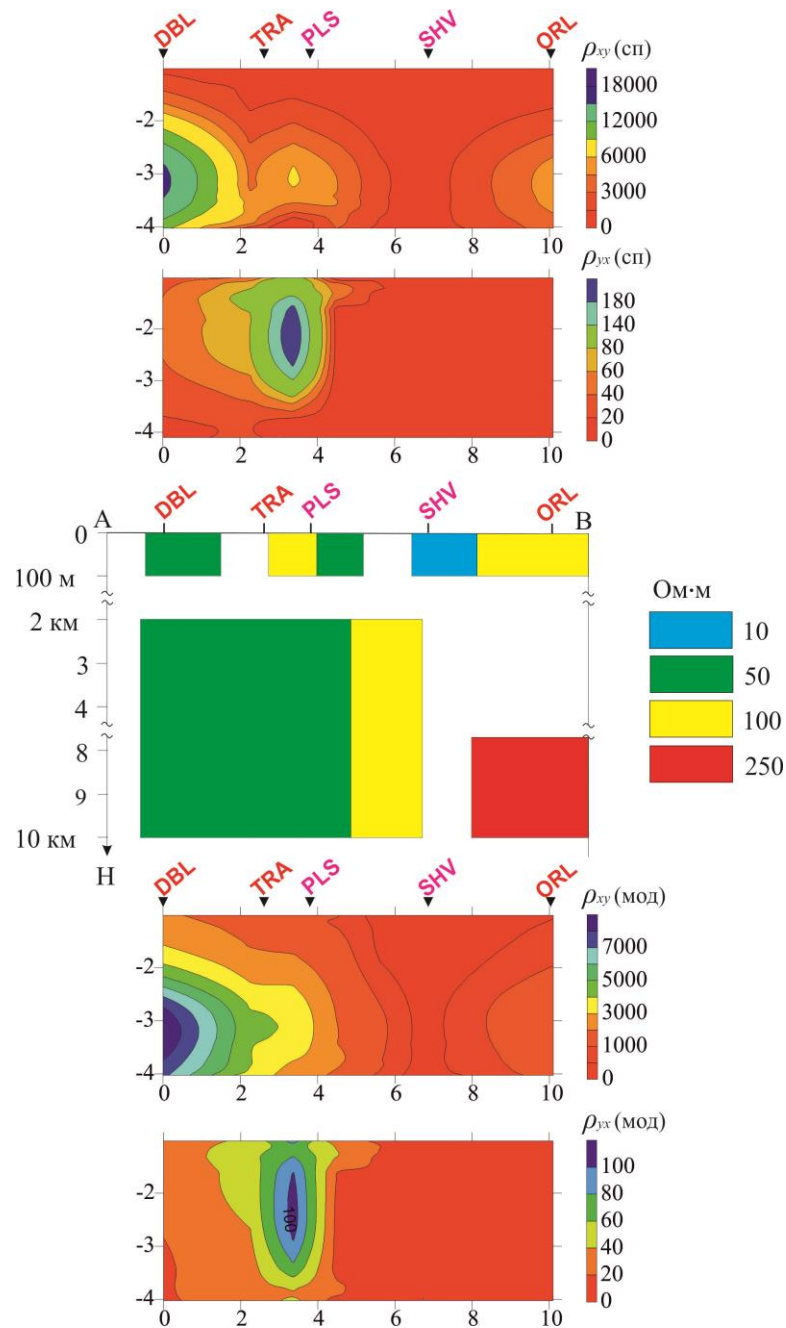


Рис. 3.25. Розподіл позірного електричного опору (вертикальна шкала – $\lg T$; горизонтальна шкала у кілометрах) субмеридіональної (ρ_{xy}) та субширотної (ρ_{yx}) кривих МТЗ: $\rho(\text{сп})$ – спостережений, $\rho(\text{мод})$ – модельний; аномальний питомий електричний опір 3D моделі Тарасівської структури по профілю А–В (див. рис. 3.13).

На цьому етапі підібрана модель характеризується підвищенням нормального фонового опору з 1 000 до 10 000 Ом·м, яким в моделі ГШЗ характеризувались Уманський масив гранітоїдів та Корсунь-Новомиргородський плутон. Також у моделі закладено верхню кромку

ізолятора не на 10 км (як у моделі ГШЗ), а на 100 м тільки в районі Уманського масиву. Крім того, на глибинах від 10 км Уманський масив та Корсунь-Новомиргородський плутон з'єднано вставкою високого опору 10 000 Ом·м під Ятранським блоком ГШЗ. Така модель дала змогу наблизити розрахунки $\rho_{\text{п}}$ у напрямку північ–південь до спостережених, в деяких пунктах вдалося збільшити їх значення майже в три рази, при цьому рівень $\rho_{\text{п}}$ у напрямку захід–схід не зазнавав суттєвих змін.

Моделювання субширотної локальної (відносно ГШЗ) зони високої електропровідності на глибинах від 2–3 до 6–10 км теж сприяло розведенню рівня кривих $\rho_{\text{п}}$ за поляризаціями. Тому в модель М4 було введено аномалію складної форми з $\rho = 10\text{--}250$ Ом·м, яка має просторові розміри 25×9 км, та гальванічно не зв'язана з електропровідними зонами, як в моделі ГШЗ: субмеридіональною Первомайською зоною розломів (на глибинах від 0,1 до 2,5 км з $\rho = 50$ Ом·м), субширотною – на межі Ятранського та Голованівського блоків (на глибинах від 10 до 30 км з $\rho = 250$ Ом·м) та ізометричною у північній частині Голованівського блока (на глибинах від 7 до 10 км з $\rho = 10\text{--}250$ Ом·м) [Ширков и др., 2017]. Кінцева модель має аномалію електропровідності на глибині від 2 до 10 км, південна та північна границі якої трасуються вздовж ліній субширотних розломів. Аномалія поділяється на дві зони з різним опором: північно-західну з $\rho = 10\text{--}50$ Ом·м та південно-східну з $\rho = 100$ Ом·м (рис. 3.26).

Таким чином, розраховані модельні електромагнітні параметри задовольняють експериментальні дані (див. рис. 3.25): по-перше, зберігається співвідношення кривих $\rho_{\text{п}}$ за поляризаціями, по-друге, розбіжність кривих $\rho_{\text{п}}$ за напрямками вимірювальних ліній характерна для всього частотного діапазону та збільшується з періодом і складає 1–2,5 порядки, по-третє, найбільша неузгодженість спостерігається на великих періодах і може досягати 2–3 разів за абсолютними значеннями, по-четверте, на коротких періодах похибки можуть досягати 20 %.

3D модель. Загалом в геологічних границях Тарасівська структура не проявилася у аномальній електропровідності. Але велика кількість розломних

зон, які оконтурюють та перетинають її, виявилися складними аномальними об'єктами як у плані, так і за глибиною (див. рис. 3.26).

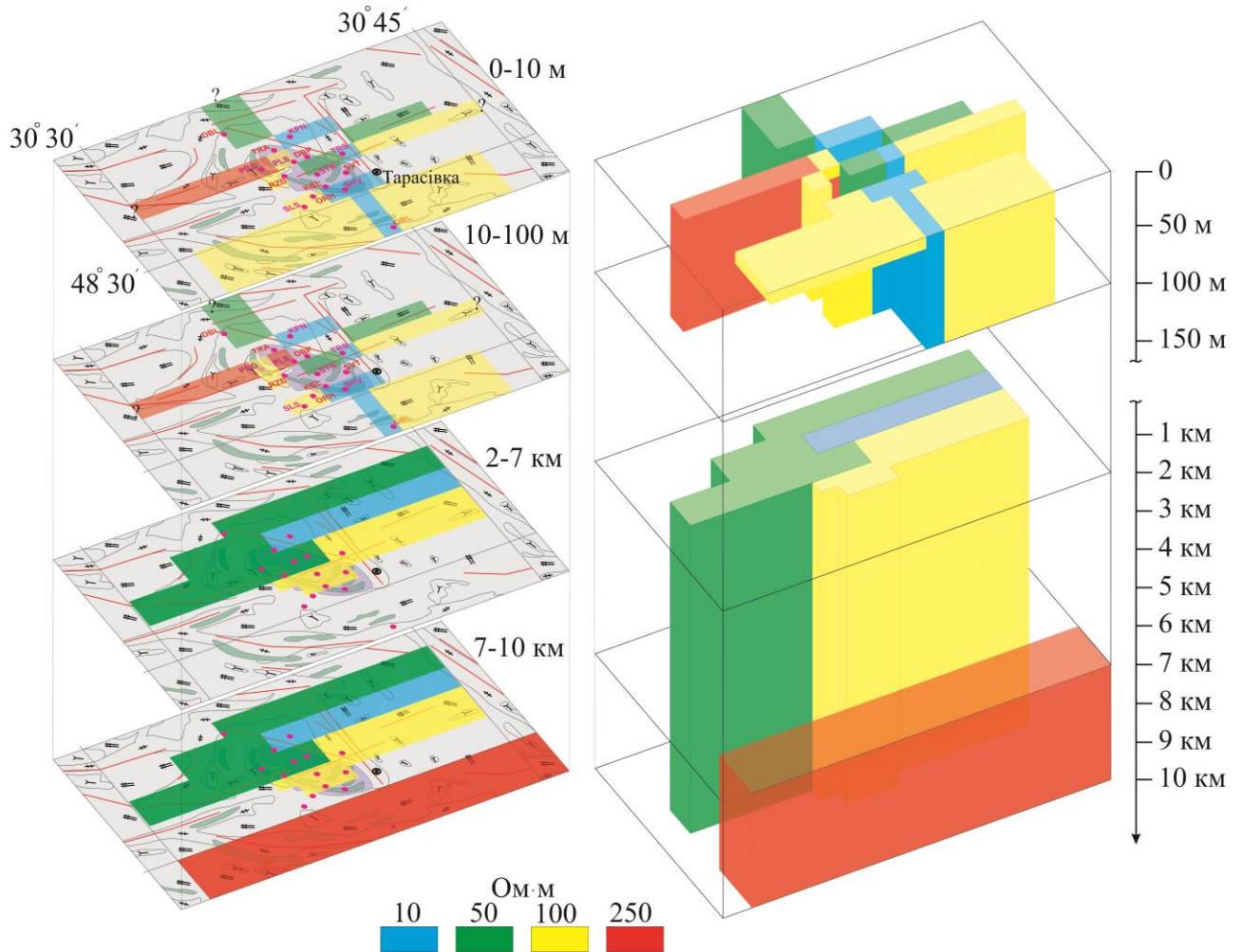


Рис. 3.26. Аномалії електропровідності за результатами тривимірного моделювання електромагнітного поля на геолого-структурній карті поверхні кристалічного фундаменту ГШЗ за даними [Гинтов и др., 2016] на глибинах до 10–100 м та від 2–3 до 10 км.

Нижче за 100 м вмісне середовище характеризується високим опором 10 000 Ом·м. В інтервалі глибин від 2 до 10 км поміж ліній субширотних розломів аномалія електропровідності, яка звужується на захід та розширюється на схід, поділяється на дві зони з різним опором: північну з $\rho = 50$ Ом·м та південну з $\rho = 250$ Ом·м (див. рис. 3.26).

Окремим дискусійним елементом цієї моделі на глибинах 2–10 км є субширотно витягнута близько 13 км зона з $\rho = 10$ Ом·м, що знаходиться за межею Тарасівської структури на північному сході та просторово залягає під

найелектропровіднішим елементом зони розлому, що оконтурює Тарасівську структуру на глибинах до 100 м. Вся аномальна структура гальванічно не зв'язана з глибинними провідниками (від 7 до 10 км з $\rho = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) у північній частині Голованівського блокуа ГШЗ.

3.5.3. Тривимірна глибинна геоелектрична модель Троянківської структури ГШЗ

Методика побудови локальної моделі глибинної електропровідності зберігається, як і у випадку Тарасівської структури (розділ 3.5.2), та потребує збереження вимог щодо розміру комірок та їх кількості, а також врахування впливу на низькочастотне магнітотелуричне поле в локальній області не тільки параметрів глибинного «нормального» горизонтально-шаруватого розрізу (розділ 2.4), але й регіональних латерально-неоднорідних структур, усередині яких розташовані об'єкти дослідження (розділ 3.5.1). При розрахунках електромагнітного поля застосовано пакет програмного забезпечення Mtd3fwd [Maskie, Booker, 1999]. Для побудови моделі розподілу ρ порід Троянківської структури була деталізована область моделювання ГШЗ [Ширков и др., 2017] та частково продовжена на південь модель Тарасівської структури. Горизонтальні розміри комірок в області моделювання становлять 1×1 км, відповідно до напрямків горизонтальних осей моделі ГШЗ, кожна з яких характеризується однорідним ρ . Вертикальні розміри комірок змінювалися від 25 м (в верхніх) до 40 км (в глибинних) шарах, як і для моделей ГШЗ та Тарасівської структури. Планшет моделювання Троянківської структури розташований у координатній площині: $30^{\circ}28'$ сх.д. $48^{\circ}28'$ пн.ш.; $30^{\circ}46'$ сх.д. $48^{\circ}28'$ пн.ш.; $30^{\circ}28'$ сх.д. $48^{\circ}20'$ пн.ш.; $30^{\circ}46'$ сх.д. $48^{\circ}20'$ пн.ш..

3D моделювання глибинних аномалій високої електропровідності полягало в реалізації двох етапів: на першому етапі виконувався підбір такої моделі розподілу електропровідності, для якої розраховані магнітоваріаційні

параметри відповідали б експериментальним даним (рис. 3.17); другий етап передбачав уточнення підібраної моделі за даними МТЗ (рис. 3.18).

На першому етапі моделювання було проаналізовані індукційно параметри вже розрахованих моделей ГШЗ в області Троянківської структури. Майже на всіх періодах від 100 с значення величин (середнє 0,15–0,4) та орієнтація на північний захід типерів може пояснюватись сумісним впливом субмеридіональної регіональної Кіровоградської аномалії та субширотної локальної аномалії електропровідності на межі Ятранського та Голованівського блоків (на глибинах від 10 до 30 км з $\rho = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ довжиною понад 100 км) [Ширков и др., 2017]. Сама Троянківська структура при модельних розрахунках на періодах до 100 с не проявляється, але найменші величини типерів відповідають найелектропровіднішими частинам глибинного Ємилівського та Краснополянського розломів, що проходять по західній границі структури з північного заходу на південний схід.

Другий етап моделювання Троянківської структури проводився з використанням даних сучасних МТЗ, виконаних у 2018 р. (розділ. 3.4.2). Складна інтерпретаційна здатність окремих кривих МТЗ Троянківської структури переважно пов'язана з близьким розташуванням пунктів зондувань. Згідно процедури 3D моделювання, порівнювалися результати розрахунків для періодів 10, 100, 1 000 та 10 000 с, що відповідають різним глибинним рівням.

Перший глибинний рівень відповідає періоду варіацій 10 с. Значення ρ на цій частоті залежать, головним чином, від розподілу осадових відкладів, які мають підвищену електропровідність відносно кристалічних порід фундаменту (для Троянківської структури в середньому була прийнята 1 См).

Розглядалось декілька варіантів моделей: М1 – поверхневий провідник відповідає геології Троянківської структури; М2 – за якісною інтерпретацією кривих МТЗ.

Аналіз розрахунків М1 не відповідає експериментальним даним, криві $\rho_{\text{п}}$ зберігають потрібну поляризацію, але майже не розходяться. Така ситуація

може бути пов'язана з впливом добре провідного глибинного Ємилівського та Краснополянського розломів, що проявився і у регіональній моделі ГШЗ.

У серію моделей М2 було закладено декілька електропровідних об'єктів складної форми, витягнутих з північного заходу на південний схід зі зміною орієнтації у східній частині планшету на субширотний, що залягають з поверхні до глибин від 10 м до 2 км з ρ від 1 до 100 Ом·м. Чисельні розрахунки на періоді 10 с дозволили визнати найкращими такі параметри верхньої частини моделі (див. рис. 3.18, 3.27, 3.28). Різниця в розрахунках моделей, яка дозволила обрати оптимальний варіант, склала від 2 до 15 %. Всі об'єкти мають глибину до 100 м та перемежуються з високоомною (50 м) пластиною під пунктами LBD, TRG, MSL до глибин 200 м (див. рис. 3.27), просторові розміри провідників від $1-2 \times 5 \text{ км}^2$ до $1-2 \times 15 \text{ км}^2$ з ρ від 5 до 100 Ом·м. У геологічних границях сама Троянківська структура проявляється фрагментарно у низькому електричному опорі, її перетинають два гальванічно не з'єднані провідники, що простягаються з північнозаходу на південнийсхід та змінюють свій напрямок на субширотний у східній частині планшету, розмежуючи Троянківську структуру на північну ($\rho = 50-100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) та добре провідну південну ($\rho = 5-50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) частини. Різку зміну напрямків простягання провідників приповерхневої зони у східній частині планшету можна пояснити простяганням добре провідних Ємилівського та Краснополянського розломів, які змінюють свій напрямок на субширотний, що добре видно з поведінки кривих ρ_{Π} у пунктах КММ та ZRV і результатів моделювання.

Розподіл кривих ρ_{Π} такої моделі наблизився до спостереженого на $T = 10 \text{ с}$, тут задовільне співвідношення кривих за поляризацією, а саме, субмеридіональні криві знаходяться на рівні від 10 до понад 1 000 Ом·м, а рівень субширотних на порядок більший і менший (див. рис. 3.18). Але для $T = 100 \text{ с}$, не зважаючи на збереження необхідного співвідношення кривих за поляризаціями, модельні розрахунки ρ_{Π} у напрямку північ–південь мають тенденцію знижуватись. Тому наступна серія моделей М3 була пов'язана з моделюванням області високого опору. Були відбраковані альтернативні

моделі, коли шари високого опору доходили до земної поверхні коли одновимірний розріз було представлено тільки трьома верхніми шарами.

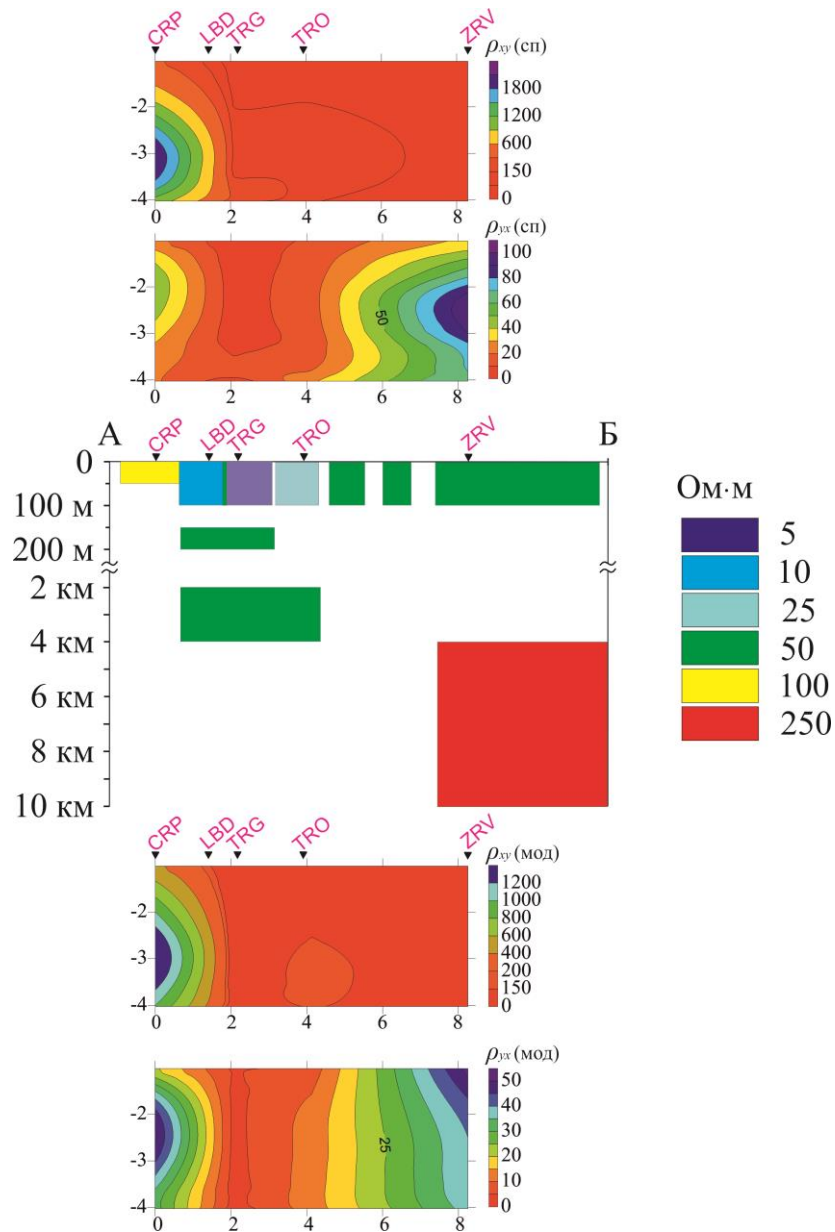


Рис. 3.27. Розподіл позірного електричного опору (вертикальна шкала $-\lg T$; горизонтальна шкала у кілометрах) субмеридіональної (ρ_{xy}) та субширотної (ρ_{yx}) кривих МТЗ: ρ (сп) – спостережений, ρ (мод) – модельний; аномальний питомий електричний опір 3D моделі Троянківської структури по профілю А–Б (див. рис. 3.16).

На цьому етапі підібрана модель характеризується підвищенням нормального фонового опору з 1 000 Ом·м до 10 000 Ом·м, яким в моделі ГШЗ характеризувались Корсунь-Новомиргородський плутон та Уманський масив

гранітоїдів. Така модель дала змогу наблизити розрахунки ρ_{Π} у напрямку північ–південь до спостережених, в деяких пунктах вдалося збільшити їх значення майже на порядок, при цьому рівень ρ_{Π} у напрямку захід–схід не зазнавав суттєвого впливу.

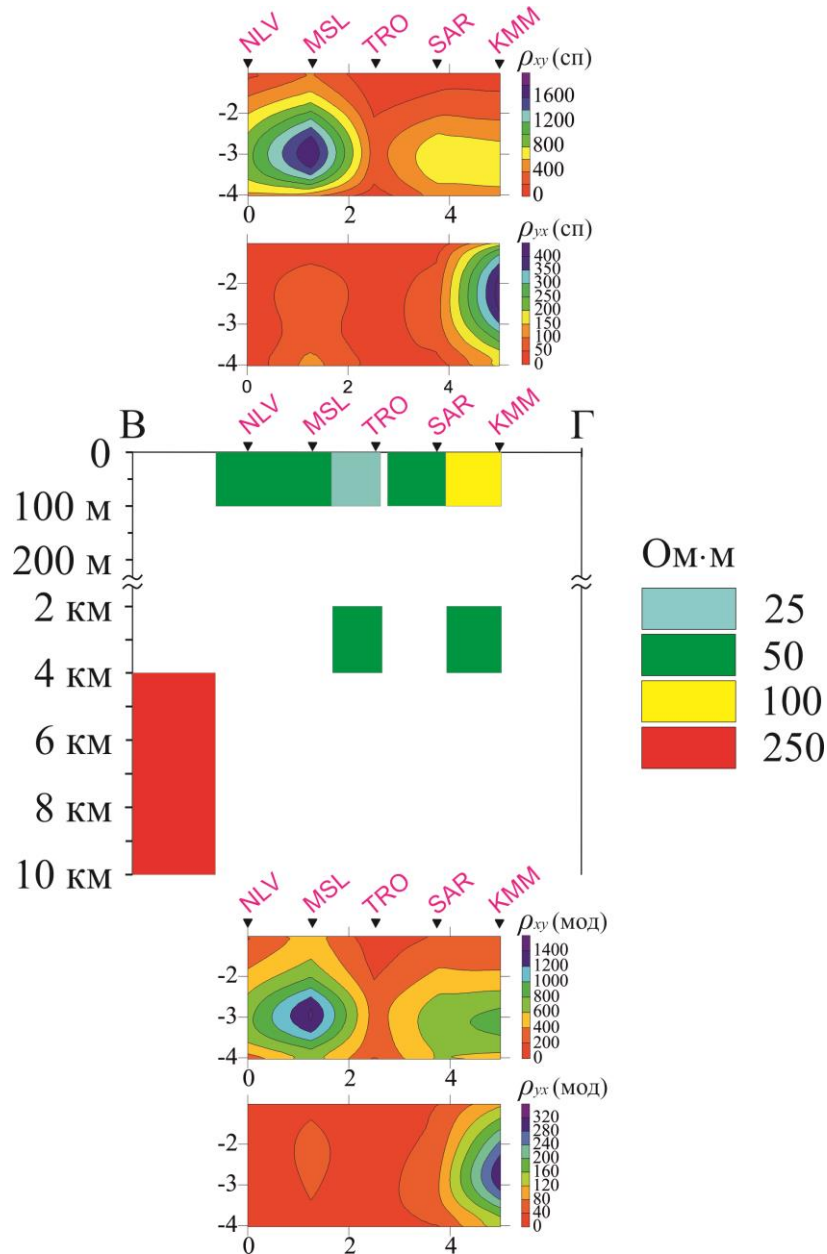


Рис. 3.28. Розподіл ρ 3D моделі Троянківської структури по профілю В–Г (див. рис. 3.16 та 3.27).

Досвід моделювання субширотної локальної (відносно ГШЗ) зони високої електропровідності на глибинах 7–10 км, що знаходиться між Тарасівською і Троянківською структурами та може відповідати Журавлинській шар'яжній

зоні, позитивно сприяло розведенню по рівню кривих ρ_{Π} за поляризація у північних пунктах моделі Троянківського планшета.

Тому в серію моделей М4 було введено дві різноорієнтовані електропровідні зони на глибинах 2–4 км з $\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, які мають просторові розміри $1\times 5\text{--}10$ км. Перша аномалія розташовується вздовж західної границі Троянківської структури та орієнтується з північногосаходу на південнийсхід під пунктами LBD, TRG, MSL. Друга аномалія відповідає розломному вузлу у північно-східній частині планшета та має субширотне простягання. Введення такого провідника сприяло зміні поляризації та збільшенню розведення кривих ρ_{Π} у пункті КММ починаючи з періодів геомагнітних варіацій понад 300 с.

Кінцева модель у південній частині планшета по всьому його периметру характеризується аномалією електропровідності на глибинах 4–10 км, яку детально описано у моделі Тарасівської структури (розділ 3.5.2) та регіональної ГШЗ [Ширков и др., 2017]. Її відмінністю у моделі Троянківського планшета стало зміщення на 5–7 км на південь, що не вплинуло на загальну картину результатів моделювання (рис. 3.29).

Таким чином, розраховані модельні електромагнітні параметри задовольняють експериментальні дані (див. рис. 3.27, 3.28): по-перше, зберігається співвідношення кривих ρ_{Π} за поляризаціями, по-друге, розбіжність кривих ρ_{Π} за напрямками вимірювальних ліній характерна для всього частотного діапазону та збільшується з періодом і складає до одного порядку, по-третє, найбільша неузгодженість спостерігається на великих періодах і може сягати 1,5 рази за абсолютними значеннями, по-четверте, на коротких періодах похибки можуть становити 15–20 %.

3D модель. Загалом геологічних границях Троянківська структура не проявилася у аномальній електропровідності. Тоді як тіла розломів різного рангу і орієнтації, що оконтурюють та обмежують її, виявилися складними аномальними об'єктами як у плані, так і по глибині (див. рис. 3.29).

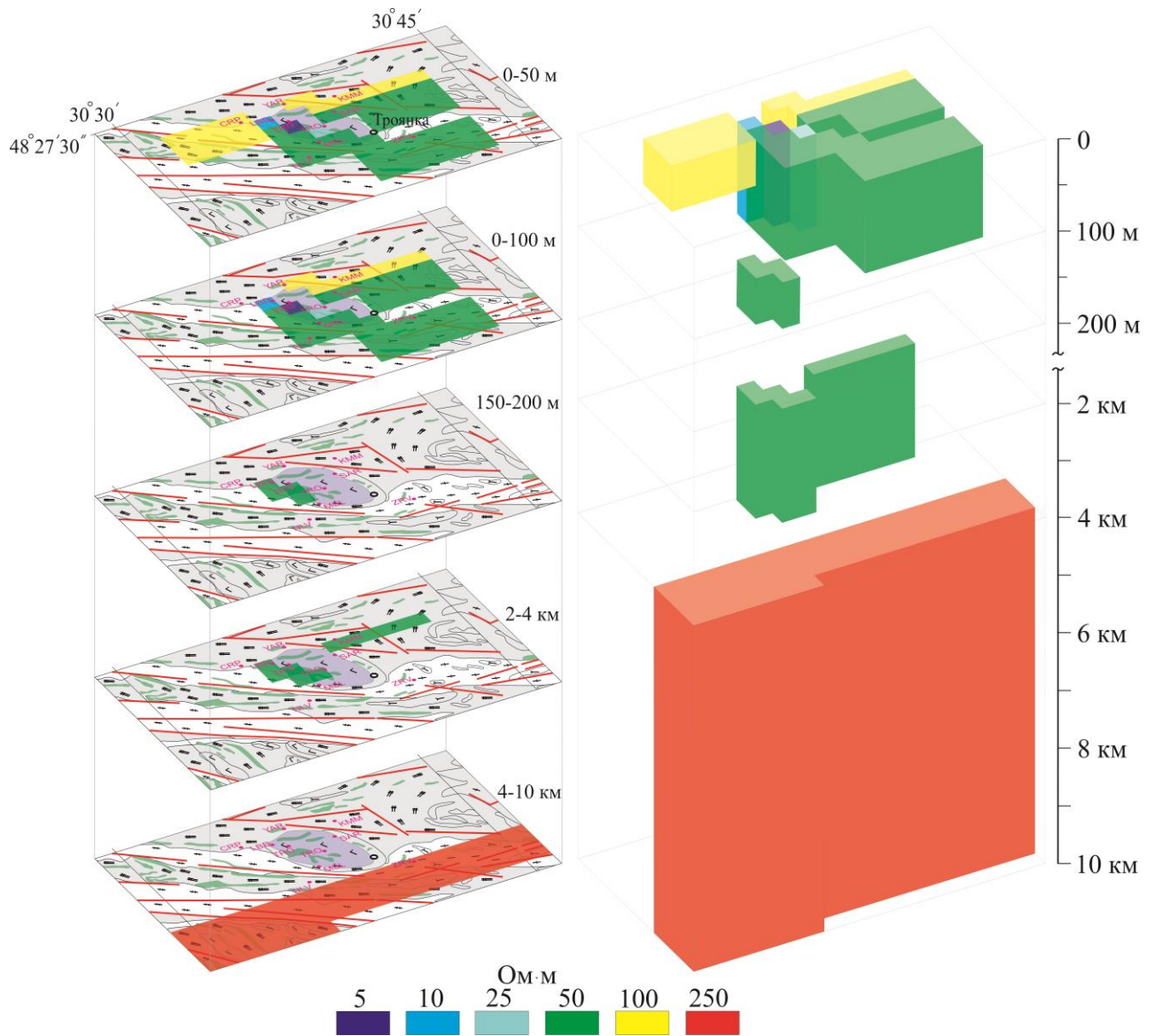


Рис. 3.29. Аномалії електропровідності планшету Троянківської структури за результатами тривимірного моделювання електромагнітного поля на геолого-структурній карті поверхні кристалічного фундаменту ГШЗ за даними [Гинтов и др., 2016] на глибинах від 10–200 м та від 2–4 до 10 км.

Згідно з результатами 3D моделювання Троянківська структура проявилася на різних глибинних ярусах: перший – електропровідний ($\rho = 5\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) з поверхні до 100 м відповідає двом гальванічно не з'єднаним провідникам, що простягаються з північно-заходу на південний-схід та змінюють свій напрямок на субширотний у східній частині планшету, розмежовуючи Троянківську структуру на північну ($\rho = 50\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) та добре провідну південну ($\rho = 5\text{--}50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) частини; другий – електропровідний

($\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, 150–200 м), знаходиться у межах структури та відповідає її південно-західній границі; третій – високого опору ($\rho = 10\,000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, із 200 м до 2 км); четвертий – електропровідний ($\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) на глибинах 2–4 км проявляється у межах південно-західної границі та у вигляді субширотного провідника у північно-східній; п'ятий – електропровідний ($\rho = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) відповідає глибинам 4–10 км.

3.6. Геолого-структурні особливості Тарасівського та Троянківського планшету метабазитових масивів

Стратифіковані утворення. У загальному розрізі території планшета виділено відклади кайнозойської ератеми та утворення неоархейської і палеоархейської еонотем (рис. 3.30, 3.31).

Фанерозойські відклади складають осадовий чохол (покривний комплекс) потужністю всередньому 40 м.

Архейські утворення кристалічного фундаменту належать до складчастого комплексу у складі структурних ярусів, які складно дислоковані та еродовані.

Палеоархейська еонотема.

Тиврівська товща (AR_{1tv}) поширена на всій території планшета у вигляді смугоподібних та неправильної форми останців різних розмірів серед гранітоїдів гайворонського і побузького комплексів. Породи товщі різною мірою ендербітизовані аж до утворення ендербіт-мігматитів, часто нерівномірно окварцовані. Іноді на границі з ендербітами спостерігаються реститоподібні скупчення гранату та біотиту.

Товща представлена переважно кристалосланцями двопіроксеновими, ортопіроксеновими, роговообманково-двопіроксеновими, роговообманково-ортопіроксеновими, зрідка плагіогнейсами аналогічного складу. За зовнішнім виглядом всі кристалосланці сірі, темно-сірі, а зі значним вмістом амфіболу – зеленувато-сірі, дрібно- та дрібно-середньозернисті, масивні або з нечітко вираженою тонкою смугастістю, зумовленою сегрегатним розподілом світлих

та темноколірних мінералів. Фізичні властивості змінюються в межах: $\sigma = 2,63 \div 3,11 \text{ г/см}^3$; $\epsilon = 396 \div 1\,510 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

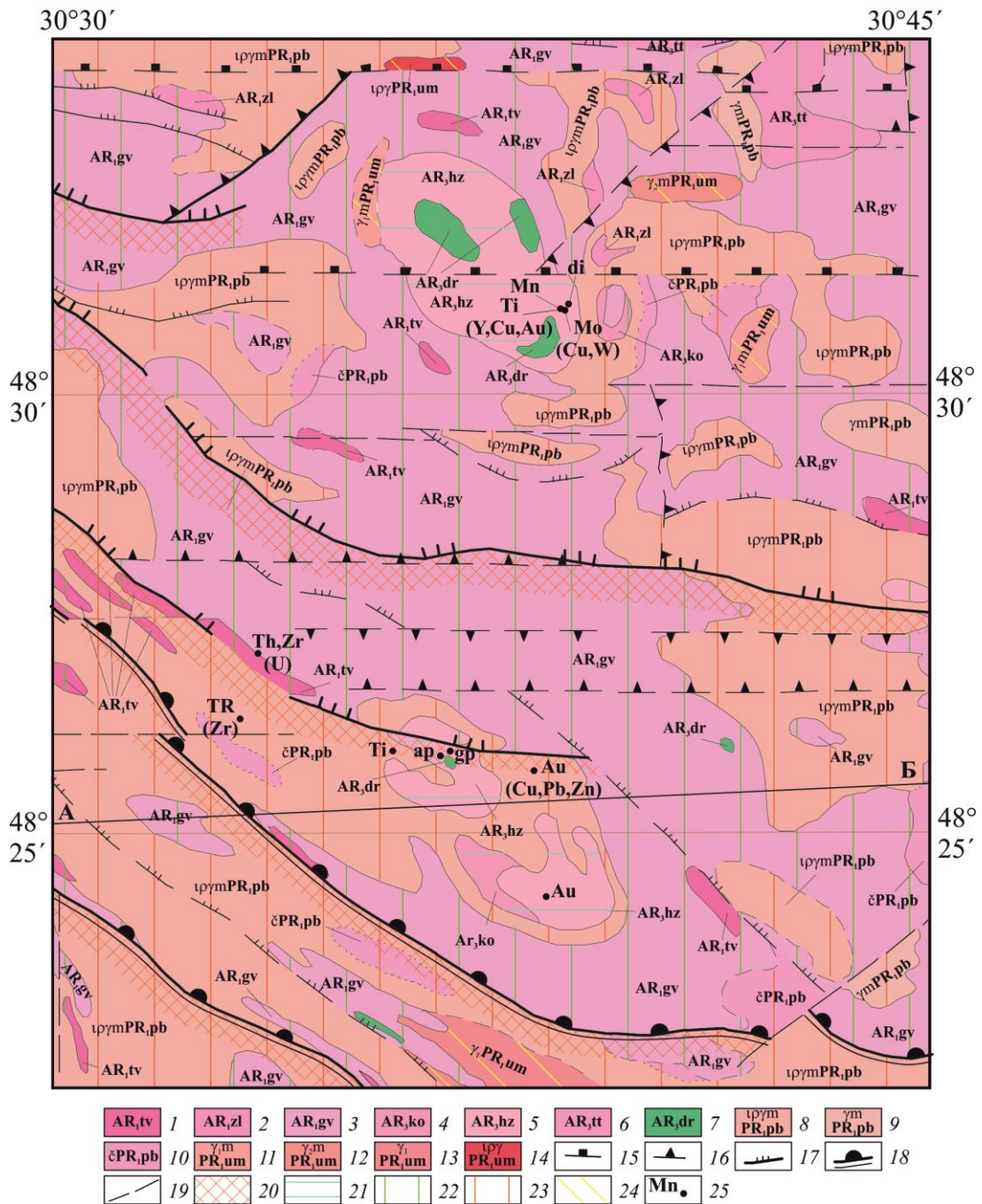


Рис. 3.30 – Геолого-структурна схема кристалічного фундаменту планшету досліджень (за даними [Державна карта..., 2004], зі спрощеннями).

Палеоархей. 1 – тиврівська товща: гнейси і кристалосланці двопіроксенові, клино- і ортопіроксенові, амфібол-піроксенові, амфіболіти, кальцифіри; 2 – зеленолевадівська товща: кристалосланці піроксенові і піроксен-роговообманкові, плагіогнейси піроксенвмісні, гранулітоподібні гнейси; 3 – гайворонський комплекс: ендербіти смугасті.

Неоархей. Бузька серія: 4 – кошаро-олександрівська світа: високоглиноземисті гнейси силіманіт-гранат-кордієрит-біотитові, польвошпатові кварцити, гнейси

і кристалосланці піроксенові; 5 – хащувато-заваллівська світа: мармури і кальцифіри, офікальцити, скарноїди, залістисті кварцити, гнейси і кристалосланці піроксенові, графітові, амфіболові, амфіболіти; 6 – тетіївський комплекс: плагіограніти і плагіомігматити; 7 – деренюхінський комплекс: піроксеніти, перидотити, часто серпентинізовані, габронорити, габро амфіболізовані серпентиніти.

Палеопротерозой. Побузький комплекс: 8 – граніти і мігматити (гнейсограніти) біотитвмісні, часто з ортопіроксеном, гранатом, силіманітом, пластинчастим кварцом; 9 – граніти і мігматити біотитові; 10 – чарнокіти. Уманьський комплекс: 11 – граніти і мігматити біотитові; 12 – граніти і мігматити біотитові і амфібол-біотитові, порфіровидні; 13 – граніти біотитові рівномірнотзернисті; 14 – апліти, пегматити, апліто-пегматоїдні граніти.

Розривні порушення: 15 – скиди; 16 – підкиди; 17 – насуви; 18 – фронтальні насуви тектонічних покривів (глибинних шар'яжів); 19 – ймовірні розломи. 20 – тектоніти.

Структурно-речовинні комплекси: 21 – континентальних рифтів (базит-гіпербазитова формація); 22 – протоконтинентальної кори (формація смугастих ендербітів); 23 – ранньої колізії (гранітова, лейкогранітова формація); 24 – пізньої колізії і орогенезу (гранітова формація).

25 – прояви корисних копалин.

Плагіогнейси за набором породоутворюючих мінералів аналогічні кристалосланцям і відрізняються тільки зниженим вмістом темноколірних мінералів, частішою появою біотиту та значно вищим (20–25 %, у середньому) вмістом кварцу. В деяких випадках це просто окварцовані кристалосланці. Іноді поряд з кварцом з'являється гранат.

Основність плагіоклазу в кристалосланцях досить непостійна і змінюється від 35 до 68 % анортиту. Зрідка в ньому спостерігаються антипертити розпаду і зональність. Залістистість ортопіроксену 36–40 %, діопсиду 26–30 %, а в різновидах, що вміщують магнетит, клінопіроксен представлений салітом з залістистістю 45–50 %. Рогова обманка бурувато-зелена та зеленувато-бура.

Протосубстратом кристалосланців є ультрабазити і базити, за вмістом $Al_2O_3[FeO^*+TiO_2]-MgO$ вони відповідають високоталістистим, меншою мірою високомагнезіальним толеїтам і вапнисто-лужним базальтам [Державна..., 2004]. Плагіогнейси за петрохімічним складом відносяться до вапнисто-лужної серії сублужного ряду. На класифікаційній діаграмі Le Maitre (1989) вони відповідають андезитам та андезито-базальтам.

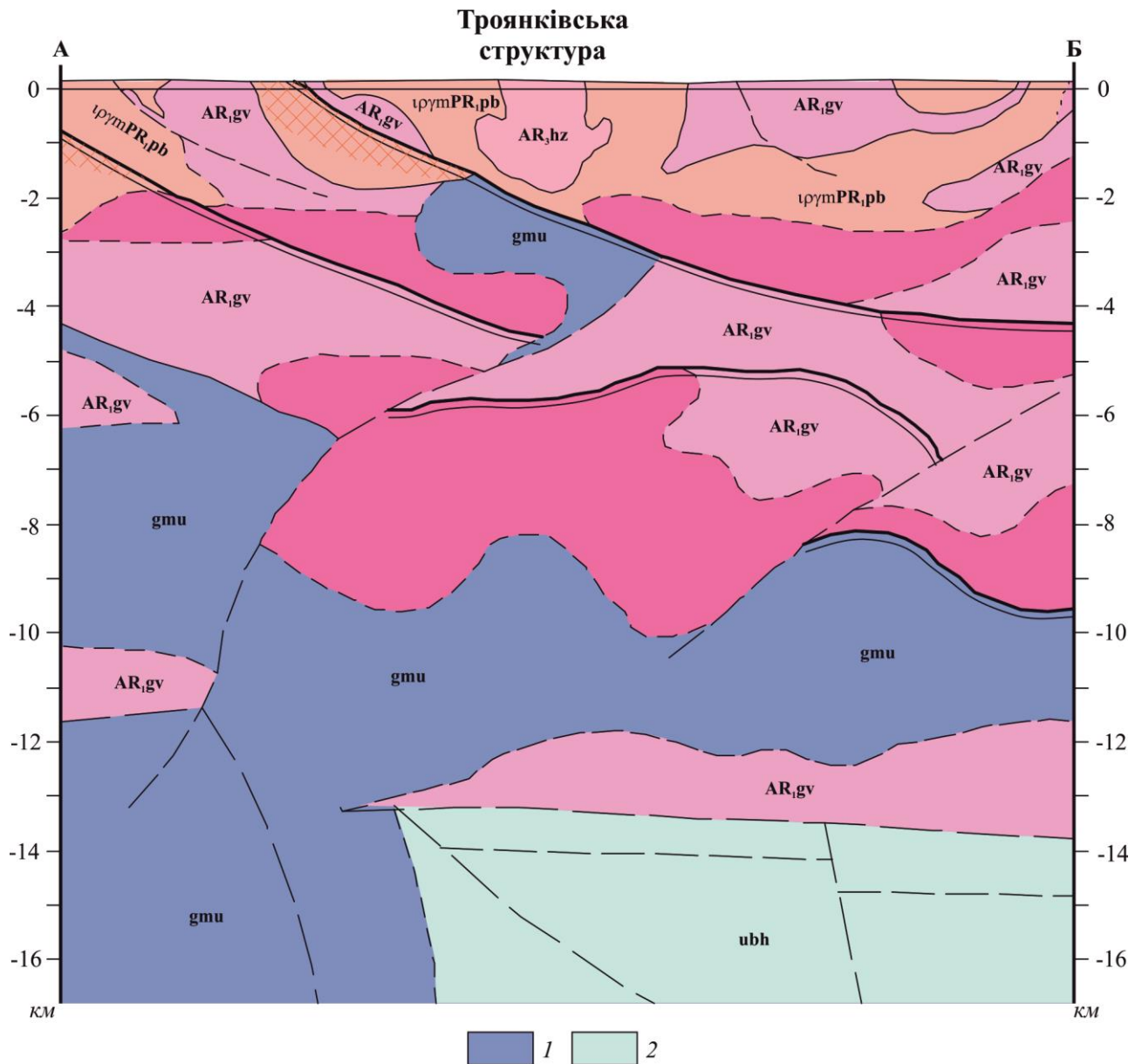


Рис. 3.31. Геологічний розріз по лінії А–Б (за даними [Державна ..., 2004], з спрощеннями). 1 – глибинні мафіти та ультрамафіти; 2 – умовний базальтовий шар.

Мінеральні парагенезиси вказують, що породи товщі метаморфізовані в умовах гранулітової фації, а на тектонізованих ділянках вони зазнали змін в умовах амфіболітової фації. Потужність товщі визначити важко через інтенсивну ендербітизацію та відсутність повних перекритих розрізів. За даними [Костюченко, Зюльцле, 1990] загальна її потужність у межах району досліджень складає перші кілометри. Потужність вивчених розрізів становить ~ 650 м.

У загальних рисах розрізи близькі до стратотипу (Будівський профіль), але на відміну від останнього в розрізах планшету більш поширені різновиди, збагачені магнетитом.

Зеленолевадівська товща (AR₁zl) на рівні докембрійського зрізу поширена в північній частині планшета. Це невеликі (в середньому 4×1 км) лінзоподібної та неправильної форми останці серед гранітоїдів побузького комплексу.

У складі цієї товщі переважають гранат-біотитові, біотитові гнейси (плагіогнейси) переважно лейкократового вигляду, в яких спостерігаються прошарки ортопіроксенових, гранат-ортопіроксенових плагіогнейсів потужністю до десятків метрів та ортопіроксенових і роговообманково-двопіроксенових кристалосланців.

Контакти товщі з утвореннями кошаро-олександрівської світи є різкі і фіксуються за зникненням в розрізі біотитових і гранат-біотитових плагіогнейсів [Лазько и др., 1975].

Гнейси біотитові, гранат-біотитові світло-сірі, сірувато-рожеві, з тонкою гнейсоподібною текстурою, ланцюжково-лінзоподібними скупченнями гранату розміром 1–3 мм, а іноді і кварцу [Костюченко, Зюльцле, 1990]. Мікроструктура гранобластова, з елементами пойкилобластової, лепідогранобластова, а в гранітизованих останцевих – гетерогранобластова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз) 30–40, калієві польові шпати від 1–10 до 20–25 (в гранітизованих різницях з'являється мікроклін), кварц 30–40, біотит 1–15, гранат 1–15. Мінерали акцесорні: апатит, циркон, монацит, анатаз (брукіт). Рудні: ільменіт, зрідка магнетит.

Плагіогнейси ортопіроксенові і гранат-біотит-ортопіроксенові світло-сірі, сірі, дрібнозернисті, грубосмугасті через нерівномірний розподіл фемічних мінералів. Ширина смужок 0,5–2 см. Мікроструктура гранобластова, лепідогранобластова. Мінеральний склад мезократових смужок (%): плагіоклаз 35–45, кварц 25–30, ортопіроксени 10–15 і лейкократові – плагіоклази 48–55, кварц 35–38, ортопіроксен до 5, іноді біотит до 8, гранат. Мінерали акцесорні: апатит до 1, монацит, циркон. Рудні: ільменіт до 1, магнетит до 2.

При кристалізації таких мінералів утворюються ендербіт-плагіограніти, у яких відсутні антипертити на відміну від ендербітів гайворонського комплексу.

Кристалосланці двопіроксенові, роговообманково-двопіроксенові, макроскопічно чорні, зеленувато-чорні, дрібно- і середньозернисті, масивні, зрідка сланцюваті. Мікроструктура гранобластова, інколи з елементами алотріоморфнозернистої, а в амфіболізованих різновидах – нематогранобластова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз 20–50, піроксен 3–5 до 30–35 (з різким переважанням клінопіроксену над ортопіроксеном), рогова обманка від 30–50 до 70–75, гранат 3–4. Мінерали акцесорні: апатит до 1, циркон. Рудні: ільменітові зерна – 2 та магнетитові до 1.

Рогова обманка характеризується трьома типами – рівновісна з піроксенами; зелена з мінімальним вмістом піроксену; форми актинолітів навколо зерен діопсиду.

Серед лейкократових гранітів побузького комплексу можуть існувати малопотужні тіла лептитоподібних гнейсів. За зовнішнім виглядом сірувато-світло-рожеві, лейкократові, тонко-дрібнозернисті, масивні, часто з паралельно орієнтованим пластинчастим кварцом. Мінеральний склад (%): олігоклаз-альбіт 40–45, кварц 30–35, калішпат 20–25, біотит до 3. Акцесорні мінерали: циркон, ільменіт.

На класифікаційній діаграмі Le Maitre метаморфіти товщі відповідають дацитам та вапнисто-лужним ріолітам.

Потужність товщі встановити важко через дуже інтенсивну гранітизацію і відсутність обґрунтованих повних розрізів, але, виходячи з загальногеологічних побудов, В.В. Зюльцле [Костюченко, Зюльцле, 1990] вважає, що вона не менше 1 км, а Є.М. Лазько з співавторами [Лазько и др., 1975] – 2 500–3 000 м.

Мінеральні парагенезиси свідчать, що породи товщі метаморфізовані в умовах гранулітової фації.

Неоархейська еонотема.

До утворень неоархею відноситься бузька (AR_3bg) серія. На поверхні сучасного ерозійного зрізу утворення серії найбільше розповсюджені в межах

Побузької підзони Одесько-Білоцерківської СФЗ та в Заваллівській підзони. На думку [Ярошук, 2000, с. 118–119] «...в загальному неоархейський гнейсо-гранулітовий комплекс – це своєрідний структурно-речовинний меланжевий ансамбль, характерний для шовних зон». Своєрідні за формою структури метаморфіти серії утворюються в межах Ятранського блока (Троянківська і Тарасівська).

Підстеляються утворення серії переважно метаморфітами дністровсько-бузької серії та ендербітами гайворонського комплексу.

Згідно діючої Кореляційної стратиграфічної схеми [Єсипчук, 2004] в складі серії виділяються дві світи (знизу догори): кошаро-олександрівська (AR_3ko) та хащувато-заваллівська (AR_3hz).

Кошаро-олександрівська світа (AR_3ko). Породи світи розвинені у Тарасівській структурі. Характерною рисою світи є асоціація польвошпатових кварцитів і глиноземистих порід.

Стратотипічний розріз світи спостерігається в районі с. Кошаро-Олександрівка, де на утвореннях дністровсько-бузької серії і гайворонського комплексу залягає потужна (до 100 м) пачка польвошпатових кварцитів з малопотужними (перші метри) прошарками глиноземистих та лептітоподібних гнейсів, яка вверх по розрізу змінюється строкатим частим перешаруванням кварцитів, гнейсо-кварцитів, глиноземистих гнейсів (часто з перемінним вмістом графіту) та двопіроксенових і ортопіроксенових кристалосланців з гранатом, на окремих ділянках амфіболізованих. Загалом світа складається з кварцитів з домішками глиноземистих гнейсів, потужністю до перших десятків метрів. Значно рідше спостерігаються двопіроксенові та ортопіроксенові кристалосланці. Переходи між різновидами поступові.

Породи світи прорізані жилами аплітоїдних і апліто-пегматоїдних гранітів, потужністю до перших метрів; останні, вірогідно, належать до побузького комплексу.

Потужність нижньої частини розрізу, де переважають кварцити, приблизно 100 м, а верхньої приблизно 255 м. Загальна потужність за розрізом біля 355 м.

Г.Г. Виноградов з співавторами [Виноградов, 1969] вказував, що потужність світи 800–1 200 м, В.В.Зюльцле [Костюченко, Зюльцле, 1990] – 1 100 м., а за даними Є.М.Лазька [Лазько и др., 1975] – 450–470 м.

Кварцити за зовнішнім виглядом світло-сірі до білих, сірі, іноді з рожеватим відтінком, дрібнозернисті та різнозернисті, що, ймовірно, зумовлено процесами перекристалізації. Спостерігаються паралельно орієнтовані зерна і лінзи кварцу та іноді прожилкоподібні силіманіт-кварцові відокремлення. Останні, імовірно, зумовлені процесами кислотного вилуговування. Під мікроскопом структура гранобластова, гетерогранобластова, мозаїчна. Склад кварцитів (%): кварц 80–100, олігоклаз 0–15, калішпат 0–15, біотит до 1, мусковіт до 1, графіт, силіманіт, гранат – знаки; акцесорні: циркон, рутил, магнетит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,4\text{--}2,69 \text{ г/см}^3$; $\alpha = 5\text{--}200 \cdot 4 \pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

На діаграмі О.О. Предовського описані кварцити попадають в поля польовошпатових кварцитів і аркозів.

За геохімічною характеристикою кварцити виявляють [Костюченко, Зюльцле, 1990] неоднозначну поведінку цілого ряду елементів, що не корелюються з їх складом та походженням. Найстійкішими за значеннями середнього фонового вмісту елементами є рідкісні землі, ніобій і тантал. Найбільші коливання вмісту проявляють (%): скандій (0,0001–0,0015), барій (0,0035–0,04), нікель (0,002–0,04) та, особливо, марганець (0,007–0,2).

Глиноземисті гнейси представлені декількома різновидами, а саме: гранат-силіманітовими, біотит-гранат-силіманітовими, гранат-кордієрит-силіманітовими. Часто вони вміщують графіт. Зустрічаються прошарки гранат-біотитових плагіогнейсів. Для групи описуваних порід дуже характерні широкі коливання вмісту породоутворюючих мінералів, а за зовнішнім виглядом і структурно-текстурними особливостями вони близькі. Це дрібно - та середньозернисті світло- та темно-сірі породи з досить чіткою директивною, смугастою текстурою, яка зумовлена нерівномірним розподілом породоутворюючих мінералів та паралельним орієнтуванням деяких з них. За

даними [Гинтов и др., 2018], у розрізі порід Тарасівської структури графітові гнейси відсутні. Мінеральний склад (%): плагіоклаз і калішпат (вміст їх коливається від одиниць до 50), кварц (від одиниць в кристалосланцях до 70–80 в гнейсо-кварцитах), силіманіт (5–50), гранат (5–30), біотит (5–8), графіт (1–10), а в кордієритових різновидах кордієриту до 60. В останньому спостерігаються дрібні включення зеленої шпінелі. Акцесорні мінерали: циркон, апатит, рутил, монацит, титаномагнетит, ільменіт, сульфід.

На діаграмі ФАК О.О. Предовського гранат-силіманітові гнейси утворюють компакту групу в полі гідрослюдистих глин, деякі різновиди гнейсів розміщуються в полях граувак і монтморилонітових глин.

Температури рівноваги розраховані для пари гранат–біотит знаходяться у діапазоні температур 730–650° С. Умовам гранулітової фації відповідає перше значення температури, тоді як низькі значення можна пов'язати, з накладеним регресивного метаморфізму, що зумовив розвиток гранітизації. На користь таких припущень свідчить склад гранатів у якому встановлено значну кількість піропового міналу (від 25 до 43 %); в асоціації з кордієритом та силіманітом залізистість гранату 72 %, що відповідає алданській субфації глибинності гранулітової фації.

Хащувато-заваллівська світа (AR_3hz). Утворення світи складають центральну частину формної Тарасівської структури.

Строкатість літологічного складу порід, недостатня вивченість послідовності їх формування, фаціальна мінливість по простяганню і зміна потужностей окремих верств від структури до структури та тектонічна порушеність надзвичайно утруднюють кореляцію окремих частин розрізу в цих структурах. Ю.К. Пійяр у складі світи виділяє чотири пачки, прирівнюючи їх до підсвіт (з низу до верху): перша – секретарська, друга – молдовська, третя – заваллівська, четверта – антонівська, що відповідають трьом формаціям, які виділив В.П. Кирилюк [Кирилюк, 1982], а саме: залізо-гнейсовій, кондалітовій та мрамур-кальцифіровій.

Секретарська підсвіта представлена кристалосланцями і плагіогнейсами двопіроксеновими іноді з гранатом, гранат-ортопіроксеновими, що перешаровуються з гнейсами лептитоподібними. Потужність останніх в середньому становить 5–15 м. Зрідка спостерігаються малопотужні (до 5 м) поодинокі прошарки плагіогнейсів гранат-біотитових та кальцифірів. Потужність підсвіти ~ 330 м. Молдовська підсвіта – це силікатно-магнетитові кварцити з прошарками мармурів і кальцифірів потужністю 2–20 м, іноді до 50 м, нерідко збагачених магнетитом, з малопотужними (перші метри) прошарками плагіогнейсів гранат-біотитових. Потужність пачки ~ 170 м.

Заваллівська підсвіта представлена частим перешаровуванням плагіогнейсів графіт-біотитових, гранат-біотитових, біотитових, кальцифірів, скарноподібних порід гранат-клінопіроксен-кварцових і гранат-кварцових, іноді з магнетитом. Зрідка спостерігаються малопотужні (перші метри) прошарки кварцитів польвошпатових. Графітові різновиди гнейсів переважають в нижній частині пачки. Потужність пачки ~ 300 м.

Антонівська підсвіта здебільшого складена кальцифірами та мармурами. Потужність понад 450 м. Контакти між пачками (підсвітами) поступові.

Загальна потужність світи, що характеризується, близько 1250 м, але, враховуючи той факт, що породи ускладнені складчастістю більш високих порядків і тектонічними порушеннями, вона може бути недостовірною.

Породи світи гранітизовані в незначному ступені. Це малопотужні (до 10 м) ділянки дрібно- і середньозернистих мігматитів з біотитом і гранатом серед гранат-біотитових плагіогнейсів. Крім того, зустрічаються жили апліто-пегматоїдних гранітів з паралельно орієнтованим лінзоподібним кварцом, що, імовірно, належать до побузького комплексу. Поблизу тектонічно порушених зон і на гранітизованих ділянках породи світи іноді діафторовані в умовах амфіболітової фації.

Кристалосланці та плагіогнейси двопіроксенові, гранат-ортопіроксенові за даними В.В.Зюльцле [Костюченко, Зюльцле, 1990] не відрізняються ні за структурно-текстурними ознаками, ні за мінеральним складом від таких у

дністровсько-бузькій серії. Близькі вони і за петро- та геохімічними характеристиками.

Плагіогнейси графіт-біотитові, гранат-графіт-біотитові характеризуються дуже перемінним складом, в результаті чого можна виділити цілий ряд різновидів аж до кристалосланців з поступовими переходами між ними. За зовнішнім виглядом породи сірі, темно-сірі, дрібно- та середньозернисті, тонко- та лінзовидносмугасті, часто з тонкими кварц-польовошпатовими прожилками. Мікроструктура лепідогранобластова, іноді з елементами гетеробластової, а в тектонізованих різновидах – грубомілонітова, бластоцементна. Мінеральний склад (%): плагіоклаз 30–50, кварц 5–30, біотит 20–25, гранат 0–25, графіт 2–25, зрідка силіманіт 0–5. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, монацит, турмалін. Рудні: магнетит, ільменіт, сульфід.

Гранат-біотитові плагіогнейси сірі, темно-сірі з рожевуватим відтінком, дрібнозернисті, з нерівномірно- іноді смугоподібно розподіленим гранатом. Мікроструктура лепідогранобластова з елементами гетеробластової. Мінеральний склад (%): плагіоклаз 40–60, кварц 20–35, біотит 5–20, гранат 3–12. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, монацит, сульфід.

Заліристо-кремністі породи зазвичай тією чи іншою мірою перекристалізовані з перерозподілом породоутворюючих мінералів і часто набувають вигляду скарноїдів. Кількісний мінеральний склад їх характеризується значними коливаннями, у зв'язку з чим можна виділити серед порід, що описуються, різновиди від залізистих кварцитів до залізистих кристалосланців. Останні в асоціації з скарноподібними гранат (ортопіроксен)-кварцовими породами спостерігаються в приконтактних зонах пластів заліристо-кремністих порід. Макроскопічно вони темно-сірі, з зеленуватим або рожевуватим відтінками, які залежать від вмісту гранату, амфіболу, клінопіроксену. Текстура смугаста. Мікроструктура гетерогранобластова з елементами пойкилобластової, зрідка сидеронітової. Мінеральний склад (%): ортопіроксен 15–75, клінопіроксен 0–15, іноді до 30, рогова обманка 0–15, зрідка до 40 (на ділянках інтенсивної гранітизації), гранат до 25, біотит 0–10,

магнетит 15–35, кварц 35–50. Останні два мінерали щонайменше двох генерацій. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, зрідка рутил, шпінель, ільменіт. Кварцити метаморфізовані в умовах гранулітової фації. Асоціація клінопіроксен–гранат вказує, що метаморфізм відбувався при високому тиску, тобто мав еклогітову направленість. Фізичні властивості: $\sigma = 4 \text{ г/см}^3$, $\acute{\alpha} = 5000 \cdot 4\pi 10^{-6} \text{ СІ}$.

В Троянкавській структурі карбонатні породи асоціюють з метагаброїдами і піроксеновими кристалосланцями, іноді збагаченими магнетитом.

Серед карбонатних порід виділяють мармури, кальцифіри, офікальцити. Для першого типу характерні переважно доломітові мармури, які утворюють пласти потужністю до 20 м і більше. Це крупно- та середньозернисті породи з гранобластовими, гетеробластовими мікроструктурами і простим мінеральним складом (%): доломіт 80–90, кальцит 10–15, зрідка олівін, шпінель (світло-зелена), флогопіт. Акцесорні мінерали: магнетит, апатит.

Кальцифіри цього типу характеризуються смугастими текстурами і гетерогранобластовими з елементами пойкилітових мікроструктурами. Кількісний склад породоутворюючих мінералів коливається в широких межах (%): кальцит 25–60, доломіт 0–15, форстерит і серпентин 15–40, діопсид 0–5. Акцесорні мінерали: шпінель, апатит, магнетит, графіт (разом 1–3).

Серед карбонатних порід другого типу виділяється більше різновидів. Мармури доломітові та доломіт-кальцитові поширені значно менше. Зазвичай це малопотужні прошарки і лінзоподібної форми тіла в пластах кальцифірів значної потужності.

Переходи між різновидами поступові і часто нечітко виражені. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен, графіт, магнетит.

Парагенезиси мінералів в породах, що описуються, відповідають умовам гранулітової фації метаморфізму, але часто вони ускладнені регресивним метаморфізмом в умовах амфіболітової фації (про це свідчать оюрамлення клінопіроксену навколо зерен олівіну), а іноді поблизу тектонічно ослаблених зон і епідот-амфіболітової. В таких зонах породи іноді набувають

брекчієподібного вигляду. За петрофізичними характеристиками карбонатні породи досить неоднорідні, що зумовлено коливаннями вмісту залізо-магнезійних мінералів: $\sigma = 2,4\text{--}3,2 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 456\text{--}1391 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$ [Корниенко, 1994].

З карбонатними породами пов'язані магнезійні і вапнисті скарни і скарноподібні породи.

На діаграмі О.О. Предовського для карбонатних порід фігуративні точки складів кальцифірів і мармурів попадають в поля доломітів і вапнистих доломітів із вулканогенно-осадочних формацій.

За даними [Загнитко, Луговая, 1989], кальцифіри району с. Троянка за хімічним складом відрізняються від типових карбонатних порід Середнього Побужжя. Вони збіднені марганцем і залізом, а на деяких ділянках збагачені апатитом.

Гнейси лептитоподібні спостерігаються переважно в нижній частині розрізу світи. Це світло-сірі та рожевувато-сірі, нечітко смугасті породи з гранобластовою, іноді з елементами гетеробластової мікроструктурою. Мінеральний склад (%): олігоклаз 30–40, мікроклін-пертит 20–35, кварц 25–30, ортопіроксен 3–4 (заміщується роговою обманкою), біотит 1–2, гранат, апатит, циркон, монацит, сульфідні – поодинокі зерна.

Як вказувалось вище, при характеристиці окремих різновидів порід за парагенезисами мінералів вони були метаморфізовані в умовах гранулітової фації. Температура, що оцінена за складом співіснуючих гранату і біотиту, була $\sim 710^\circ \text{ С}$.

Кайнозойська ератема

Неогенова система (N)

Міоценовий відділ (N₁)

Нижньому і середньому підвідділам відповідають утворення новопетрівської світи (N_{1np}), верхньому підвідділу – вуглисто-глиниста товща (N_{1vg}) і піщана товща (N_{1p}), які відповідають середньому сармату.

Новопетрівська світа (N_{1pr}), загальна потужність якої сягає 40 м, часто залягає зі стратиграфічною неузгодженістю на утвореннях кори вивітрювання. Повсюдно представлена пісками кварцовими, дрібно-середньозернистими, жовтувато-сіруватими, білувато-сірими, каоліністими, з темноколірними мінералами, з прошарками глин зеленувато-сірих, часто «клейких» і вторинних каолінів.

Своєрідна за літологічним складом вуглисто-глиниста товща (N_{1vg}) представлена глинами темно-сірими, вуглистими, з рештками обвуглених рослин, пісками сірими, темно-сірими, кварцовими, дрібнозернистими. Характерною особливістю розрізу є майже повсюдна наявність у ньому вуглистої речовини. В піщаних товщах вона присутня міститься в незначній кількості, максимально обвугленими є глини. Потужність товщі сягає 22,7 м. Вуглисто-глиниста товща підстеляється відкладами піщано-вапнякової товщі міоцену.

У складі піщаної товщі (N_{1p}) домінують піски кварцові сірі, зеленувато- та жовтувато-сірі, дрібнозернисті, іноді алевритисті, глинисті, з малопотужними прошарками глин жовтувато-блакитно-сірих, піщанистих. Зрідка в складі пісків зустрічаються ільменіт, дистен, рutil, анатаз. Максимальна потужність сягає 36,5 м. Залягають на відкладах вуглисто-глинистої товщі міоцену. Перекриваються глинистою товщою меотису.

Нерозчленовані міоцен-пліоценові (N_{1-2}) відклади представлені строкатою піщано-глинистою товщею (N_{1-2pg}), утворення якої займають вододільні ділянки території і залягають безпосередньо під червоно-бурими глинами. Потужність відкладів коливається від перших метрів до 28,2 м. Літологічно породи представлені переважно глинами бурими, бурувато-жовтими, сірувато-жовтими, червонувато-бурими, слабо запісоченими, з карбонатними стяжіннями, з прошарками кварцових пісків різнозернистих, частіше дрібнозернистих, сірувато-бурих, жовтувато-сірих, зі скупченнями карбонатів і гідроокисів заліза та марганцю. Іноді зустрічаються прошарки пісковиків. Органічних решток не містять і за положенням у розрізі відносяться до

нерозчленованих міоцен-пліоценових утворень. Підстеляються відкладами міоцену (сармат, меотис) та палеогену (еоцен, олігоцен), покриваються червоно-бурими глинами верхнього пліоцену.

Пліоценовий відділ (N_2) представлений відкладами товщі червоно-бурих глин (N_2^{cb}), що залягають на вододільних ділянках і у верхніх частинах схилів плато при потужностях 0,2–23,7 м. Товща представлена глинами червоно-бурими, пісними, в'язкими, іноді піщанистими, з рідкими включеннями карбонатів, поодиноких крупних зерен кварцю, гідроокисів марганцю та заліза. Перекриваються суглинками четвертинної системи, а залягають на піщано-глинистих утвореннях міоцену або на корі вивітрювання кристалічних порід.

Четвертинна система

На території планшету четвертинні відклади мають майже суцільне поширення. Вони перекривають досить потужним шаром як плакори, так і схили. Потужність четвертинних відкладів сягає 22 м. Винятком є окремі ділянки у нижніх частинах річкових долин і схилів балок, де відслонюються корінні породи кристалічного фундаменту. На вододільних ділянках четвертинні відклади подекуди перекривають червоно-бурі глини неогену, часто без стратиграфічної перерви. На схилах долин річок вони залягають на більш давніх утвореннях, серед яких переважають докембрійські породи.

Нестратифіковані утворення представлені інтрузивними, ультраметаморфічними та метасоматичними породами. Найширше розповсюджені ультраметаморфічні породи і в дуже незначній кількості спостерігаються метасоматичні.

Інтрузивні утворення.

Неоархейський еон (AR_3).

До цієї вікової групи віднесено базит-ультрабазитові масиви деренюхінського комплексу (дуніт-перидотит-габроноритова формація).

Деренюхінський комплекс ($v-vAR_3dr$). В Ятранській підзоні Одесько-Білоцерківської СФЗ спостерігається ряд масивів малих розмірів в районі сіл Тарасівка, Троянка, Сухий Ташлик, Осички, Чаусове, Синюшин Брід та ін.

Породи комплексу залягають у вигляді міжпластових тіл серед утворень бузької серії.

Масиви дуніт-перидотит-габроноритової формації характеризуються значною диференційованістю. Кількісні співвідношення між різновидами порід у складі різних масивів не однакові. Найширше розповсюджені габроїди (габронорити, норити, часто в різному ступені амфіболізовані), менше поширені перидотити (верліти, лерцоліти, гарцбургіти). Дуніти відіграють незначну роль і складають не більше 10 %. Серед піроксенітів виділяються гіперстеніти, бронзитити, вебстерити та діалагіти. Із цих різновидів найчастіше спостерігаються гіперстеніти. Контакти габроїдів з перидотитами здебільшого різкі, а з піроксенітами нерідко поступові. За даними Ю.К. Пійяра [Пійяр и др., 1991], на контакті мафітів, ультрамафітів з габроїдами спостерігаються зони сульфідної мінералізації потужністю 5, зрідка до 10 м.

Породи комплексу інтенсивно змінені, переважно це вже серпентиніти аподунітові, апоперидотитові, габроамфіболіти, амфіболіти. Ступінь зміненості порід залежить від розміру тіл, їх положення і тектонічної порушеності. Дрібні тіла та крайові частини масивів зазвичай змінені інтенсивніше.

Серед перидотитів найширше розповсюджені гарцбургіти, значно менше – лерцоліти. Обидва різновиди в різному ступені змінені. Мінеральний склад (%): олівін до 70, ортопіроксен до 45, клінопіроксен до 65, шпінель до 12, магнетит до 8, сульфід. Вторинні мінерали: серпентин, рогова обманка, актиноліт, іноді тремоліт, ідингсит, хлорит, карбонати. При інтенсивній серпентинізації породи переходять в апоперидотитові серпентиніти з листуватими, петлеподібними, волокнистими мікроструктурами.

Піроксеніти складають крайові частини масивів і спостерігаються у вигляді жилоподібних тіл [Фомин, 1979]. Це темно-сірі, майже чорні породи середньо- і крупнозернисті, з гіпідіоморфнозернистою мікроструктурою, іноді з елементами пойкилітової і з наступним мінеральним складом, який коливається в широких межах (%): олівін до 35, ортопіроксен до 80, клінопіроксен до 80,

шпінель до 10; рогова обманка і актиноліт до 40, серпентин до 10, біотит, хлорит, карбонат; рудні мінерали.

Серед основних порід переважають норити і габронорити. Зустрічаються жилоподібні тіла анортозитів. Габроїди за зовнішнім виглядом темно-сірі, з зеленуватим відтінком, середньо-крупнозернисті, масивні, смугасті, плямисті, іноді нечітко сланцюваті. Мікроструктура габрова, часто з елементами грануляційної. Характерні різкі коливання в кількісному вмісті породоутворюючих мінералів, а саме (%): плагіоклаз (в основному лабрадор) 40–95, ортопіроксен 50, клінопіроксен, рогова обманка 0–55. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен. Рудні: магнетит, титаномангнетит, сульфід.

За петрохімічними характеристиками апогарцбургітові та аповерлітові серпентиніти належать до сублужної та вапнисто-лужної серії лужного ряду; піроксеніти, габроїди – до толейтової та сублужної серії сублужного ряду. Апогарцбургітові серпентиніти на діаграмі Le Maitre частково попадають в поле коматитів.

На металогенічній діаграмі фігуративні точки піроксенітів розміщуються у полі нікеленосних порід, апоперидотитових серпентинітів та перидотитів – як в полі хромітоносних, так і нікеленосних порід, а дунітів – в полі хромітоносних порід.

Ультраметаморфічні утворення.

Палеоархейський еон (AR₁).

Гайворонський комплекс (AR_{1gv}). Породи комплексу поширені майже по всій території досліджень. Розкриті свердловинами, а також відслонюються по річках Ятрань, Південний Буг, Синюха. Їх розповсюдженню відповідає дрібномозаїчне середньоінтенсивне магнітне поле. Головним чином вони спостерігаються у вигляді полосоподібних останців з нерівними обмеженнями і дуже часто в асоціації з кристалосланцями дністровсько-бузької серії (переважно тиврівської товщі, яку вони заміщують) серед гранітоїдів побузького комплексу. На окремих ділянках ендербіти зазнали високотемпературного калієвого метасоматозу, імовірно, пов'язаного з впливом

останніх, і за складом близькі до чарнокітів. В зонах інтенсивної тектонізації і рекристалізації ендербіти набувають вигляду гранулітоподібних порід. У складі комплексу різко переважають ендербіти, в підпорядкованих кількостях присутні діорит-ендербіти, плагіограніти з зернами піроксену і гранату, мігматит-ендербіти. За зовнішнім виглядом різновиди близькі між собою і відрізняються тільки за вмістом породоутворюючих мінералів здебільшого кварцу і темноколірних. Це зеленувато-сірі, нерівномірнзернисті (переважають середньозернисті), смугасті, гнейсоподібні породи. Мікроструктура гіпідіоморфозерниста, гетерогранобластова (в змінених різновидах). Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин, олігоклаз-андезин, з частими антипертитами) 40–70, калішпат 0–10, кварц 10–30, ортопіроксен 5–20, діопсид 0–10, рогова обманка 0–5, біотит (з вмістом титану до 5 %) 0–5, гранат 0–5. Акцесорні: циркон, апатит, монацит (в калішпатизованих різновидах). Рудні: ільменіт, сульфіди, зрідка магнетит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,56\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$, $\epsilon = 3209\text{--}5432 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

За петрохімічним складом ендербіти комплексу відносяться до вапнисто-лужної серії сублужного ряду. На діаграмі $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ фігуративні точки розкидані в широких межах, які відповідають складу порід від кварцових діоритів, кварцових монцодіоритів, тоналітів до гранітів (рідкі точки). За співвідношенням $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ ендербіти в більшості випадків відносяться до середньокалієвих, зрідка до низькокалієвих.

Вміст елементів-домішок в г/т: рубідію 43, літію 22, ніобію 6, цирконію 76, стронцію 541.

Неоархейський еон (AR_3)

Тетіївський комплекс (AR_{3tt}). Гранітоїди комплексу на рівні ерозійного зрізу поширені в Уманській, Ятранській та Синицівсько-Савранській підзонах Одесько-Білоцерківської СФЗ. Контакти з гранітоїдами уманського та побузького комплексів, що реоморфічно заміщують плагіогранітоїди, поступові. З плагіогнейсами біотитовими, амфібол-біотитовими та

амфіболітами, що спостерігаються у вигляді останців в плагіогранітоїдах, контакти здебільшого різкі, іноді з реакційними обрамленням навкруг останніх.

У Ятранській підзоні плагіогранітоїди є регресивними.

Породи комплексу представлені плагіогранітами і плагіомігматитами та мігматитами діоритового складу.

Плагіограніти та плагіомігматити біотитові, іноді з амфіболом або гранатом. Різновиди з гранатом поширені переважно в Ятранській підзоні. За зовнішнім виглядом породи, що описуються, сірі, світло-сірі, а в калішпатизованих різновидах з рожевуватим відтінком, дрібно, середньо-, зрідка крупнозернисті, масивні та грубосмугасті, іноді з поодинокими порфіроподібними включеннями плагіоклазу. Мікроструктура гранітова (в гранітах), лепідогетерогранобластова, гетерогранобластова з елементами катакlastичної. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, олігоклаз-андезин) 45–55 (в мігматитах) і 60–70 (в плагіогранітах), кварц 25–40, калішпат 0–10, біотит 3–8 (в плагіогранітах) і 15–20 (в плагіомігматитах), рогова обманка до 1. Акцесорні: апатит, циркон, гранат до 3. Рудні: магнетит до 1, ільменіт, сульфіди до 2. Вторинні: карбонат, хлорит, мусковіт. Фізичні властивості: $\sigma = 2,65\text{--}2,71 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 20\text{--}730 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

Характерною особливістю порід комплексу є відсутність рудогенних геохімічних аномалій, а вміст елементів-домішок близький до кларкових.

На діаграмі Debon Le Forta фігуративні точки складу гранітоїдів комплексу досить компактно розміщуються в полях тоналітів та адамелітів і тільки окремі з них попадають в поле кварцових монцодіоритів.

Палеопротерозойський еон (PR₁)

Побузький комплекс (PR_{1pb}) широко розповсюджені. Породи комплексу – це неправильної, зрідка куполоподібної і смугоподібної форми тіла з вкрай нерівними (бухтоподібними) обмеженнями. Гранітоїди комплексу розкриті численними свердловинами та відслоненнями по річках Південний Буг, Ятрань і притоках р. Синюхи, тісно асоціюють з метаморфітами зеленолевадівської,

павлівської товщ, та меншою мірою – з утвореннями бузької серії, породи котрих у різному ступені гранітизуються ними (в залежності від складу).

Головними елементами породної асоціації комплексу є лейкограніти аплітоподібні та мігматити, які за рядом ознак можуть бути віднесені до параавтохтонних складових комплексу. Менше поширені смугасті і тіньові лейкограніти і мігматити, які контролюються магнітними аномаліями, чітко відрізняються в потенційних полях і виявляють ознаки автохтонних складових комплексу. По периферії масивів ендербітів зустрічаються окремі тіла чарнокітів ($\check{C}PR_{1pb}$), які віднесено до регресивних гранітоїдів, що утворюються в ендербітах літинського та гайворонського комплексів.

Для лейкогранітів та їх мігматитів загалом характерні різкі коливання у кількісних співвідношеннях породоутворюючих мінералів (причому вони часто декількох морфологічних типів), різноманітність структур і, в більшості випадків, гнейсовидні нечітко паралельно-смугасті текстури. Останні зумовлені тонкими (в середньому 2–5 мм), зазвичай лінзоподібними паралельно орієнтованими суттєво кварцовими та польовошпатовими смужками. Гранітоїди комплексу поділяються на дві групи порід: лейкограніти і мігматити аплітоподібні та аплітопегматоїдні, що поєднують всі різновиди лейкогранітів, та чарнокіти.

Лейкограніти і мігматити аплітоподібні та аплітопегматоїдні за зовнішнім виглядом рожевувато-світло-сірі, сірувато-рожеві, рожеві, зрідка з червонуватим відтінком, дрібно-середньозернисті, на окремих ділянках до крупнозернистих, пегматоїдних. Мікроструктура дуже неоднорідна і являє собою сполучення різних структур: гранітової і аплітоподібної, гранітової і гранобластової, іноді гетеробластової. Часто спостерігаються грануляційна і пегматоїдна мікроструктури. Зрідка присутні поодинокі порфіробласти калішпату. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, альбіт) 15–30, іноді до 50, а в різновидах, де присутній мезопертит, він складає 3–5, калішпат (ортоклаз, мезопертит з нечіткою двійниковою решіткою по краях зерен, мікроклін) 5–50, кварц 30–45, ортопіроксен 0–3, іноді 7–10, біотит – поодинокі

пластинки – 3, гранат і силіманіт 0–10 (переважно в різновидах з мезопертитом). Акцесорні мінерали: апатит, циркон, шпінель (у зростанні з магнетитом), анатаз – до 1 (тільки в різновидах з мезопертитом), ільменіт, сульфіді. Зрідка в різновидах гранітів з мезопертитом спостерігаються зерна кордієриту. Фізичні властивості: $\sigma = 2,54\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 1\text{--}277 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

На діаграмі $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ фігуративні точки гранітів, що описуються, попадають в поле гранітів і в пограничну зону гранітів-лужних гранітів, точки смугастих мігматитів – в поле гранітів, а поодинокі їх точки – в поля кварцових монцонітів, гранодіоритів.

За геохімічними особливостями лейкократові граніти характеризуються вищекларковими значеннями (г/т): скандію – в 1,4, цирконію – в 1,6, свинцю – в 1,5, міді – в 1,1 рази.

Чарнокіти спостерігаються переважно на границі лейкогранітів з ендербітами і утворюють тіла лінзоподібної та неправильної форми з нерівними обмеженнями розміром $1 \times 0,5\text{--}5 \times 0,8 \text{ км}$ в середньому. Зустрічаються і тіла значно менших розмірів. Контакти з породами, які вони заміщують зазвичай поступові.

Макроскопічно чарнокіти сірі, рожевувато-сірі, зрідка зеленувато-сірі, середньо- і крупнозернисті, масивні, іноді з елементами смугастості, що надає їм мігматитоподібний вигляд. Мінеральний склад (%): плагіоклаз 30–50 (олігоклаз-андезин, андезин часто з антипертитами розпаду і заміщення), калішпат 10–20 (поряд з неупорядкованими, іноді гранульованими зернами присутній і мікроклін з чіткою двійниковою решіткою), кварц 15–25, ортопіроксен, клінопіроксен – зрідка зустрічається в Ятранській підзоні, біотит до 15, гранат. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, монацит, ільменіт. Фізичні властивості: $\sigma = 2,69 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 1981 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

На діаграмі $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ чарнокіти розміщуються в полі гранітів, зрідка в пограничній зоні кварцових сієнітів-кварцових монцонітів. За даними В.В. Зюльцле [Костюченко, Зюльцле, 1990], за геохімічними характеристиками

середній вміст всіх елементів в чарнокітах не виходить за границі коливань середнього вмісту тих же елементів в ендербітах.

Уманський комплекс (PR_{1um})

В Ятранській підзоні спостерігаються незначних (до $2 \times 0,5$ км) розмірів тіла. Гранітоїди розкрито свердловинами і відслонюються по річках Ятрань, Синиця та їх притоках. У складі комплексу виділяються порфіроподібні мігматити, середньо-дрібнозернисті тонкосмугасті і мігматитита пегматоїдні, аплітопегматоїдні різновиди. Останні утворюють прожилкоподібні, гніздоподібні і неправильної форми малопотужні (від перших сантиметрів до декількох метрів) тіла з поступовими переходами до гранітоїдів, що їх вміщують. Насиченість аплітопегматоїдними гранітами нерівномірна. На деяких ділянках остання настільки інтенсивна, що практично вони вже ближчі до невеликих (перші кілометри) масивів.

У вигляді останців в гранітоїдах комплексу спостерігаються плагіогнейси біотитові, амфібол-біотитові, плагіограніти тетіївського комплексу і зрідка амфіболіти. Контакти в більшості випадків поступові.

Порфіроподібні граніти і мігматити за зовнішнім виглядом рожевувато-сірі, сірувато-рожеві, рожеві, середньозернисті, з перемінним вмістом (10–25 %) таблитчастих порфіробластів мікрокліну довжиною до 2 см. Мікроструктура порфіровидна, основної маси – гранітова, на окремих ділянках з елементами мірмекітової, а в тектонізованих різновидах появляється катакластична. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз) 25–30 (в пегматоїдних різновидах часто реліктового вигляду серед мікрокліну), мікроклін 30–35 (чітко решітчастий, в порфіробластах з простими двійниками), кварц 2–30, біотит 3–5 (часто зональний), рогова обманка – зрідка поодинокі зерна. Акцесорні: апатит, циркон, сфен, ортит, титаномagnetит, сульфіді. Вторинні: серицит, мусковіт, епідот, хлорит, карбонати. Фізичні властивості: $\sigma = 2,58\text{--}2,64 \text{ г/см}^3$, $\alpha = (3\text{--}513) \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

На діаграмі $Na_2O+K_2O-SiO_2$ фігуративні точки порід комплексу попадають в поле гранітів, лейкогранітів, зрідка в пограничну зону гранітів-гранодіоритів.

За даними [Костюченко, Зюльцле, 1990], всі різновиди комплексу проявляють спільність геохімічного фону. Деякі коливання середнього вмісту (%) спостерігаються тільки для міді (0,0006–0,0015), лантану (0,003–0,006), хрому (0,0005–0,002) і марганцю (0,003–0,03).

Тектоніка та геодинамічні обстановки. У розрізі верхньої частини земної кори досліджуваної території чітко простежуються два структурних поверхи: верхній, складений відкладами покривного комплексу порід, і нижній, складений утвореннями складчастого комплексу. Структурні поверхи розділяються регіональною поверхнею стратиграфічних та структурних неузгоджень, яка залягає субгоризонтально.

Верхній структурний поверх складено відкладами фанерозою. Основні елементи тектонічної будови на докембрійському рівні знаходять відображення як у фанерозойському чохлі, так і в сучасній геоморфологічній будові району. Площа планшету належить до однієї геоструктурної одиниці – Українського щита.

Будова складчастого комплексу нижнього структурного поверху, складеного докембрійськими утвореннями, дуже складна, що обумовлено належністю території планшету до ГШЗ, яка розподілює Волино-Подільський протоконтинент на заході та Кіровоградський ороген на сході. Більшість структурно-речовинних комплексів виявляють ознаки субгоризонтальних переміщень, тобто знаходяться в параавтохтонному та алохтонному заляганні. Тектонічне районування докембрійських утворень проведено за принципом виділення СФЗ.

За комплексом ознак досліджена територія належить до Одесько-Білоцерківської СФЗ.

У вертикальному розрізі нижнього структурного поверху виділяються три структурних яруси, які за масштабом проявлення магматизму і тектогенезу відповідають тектономагматичним циклам. Внаслідок неодноразової тектоно-термальної переробки границі структурних ярусів мають, на перший погляд, поступовий характер.

Нижній структурний поверх складений докембрійськими утвореннями кристалічного фундаменту і в його будові, в межах планшету, виділяється палеоархейський структурний ярус. Внаслідок неодноразової тектономагматичної активізації його структурний план зазнав значних змін, найінтенсивніших в епоху пізньої колізії на рубежі 2000 млн років. Тому для цього ярусу складчастого комплексу структурний план має накладений характер, ускладнений прирозломною складчастістю.

Палеоархейський структурний ярус складено інтенсивно дислокованими утвореннями дністровсько-бузької серії та гранітоїдами гайворонського комплексів. На деяких ділянках вони значною мірою перероблені (внаслідок неоархейської та палеопротерозойської активізації) з утворенням реоморфічних (у даному випадку) гранітоїдів побузького комплексів. Утворення структурного ярусу виходять на поверхню ерозійного зрізу в ядрах купольних структур, які в подальшому були ускладнені лінійною складчастістю. Для них характерна переважно крута ізоклінальна складчастість високих порядків з кутами нахилу крил від 75° до 85° . В межах Первомайської тектонічної зони (східніше планшета), в умовах тектонічного скупчення вздовж глибинних розломів, утворення структурного ярусу виведені на рівень верхнього і майже цілком перероблені. За середнім складом і фізичними властивостями комплекси цього ярусу відповідають аналогам умовного діоритового шару земної кори.

Виходячи з припущення про трьохярусну будову докембрійського кристалічного фундаменту, тектонічне районування можна розглядати на трьох вікових рівнях: палеоархейському, неоархейському та палеопротерозойському.

На палеоархейському рівні досліджена територія повністю належить до грануліт-базитового фундаменту (гранітизована дністровсько-бузька серія), утворення якого за комплексом ознак відноситься до нерозчленованих СРК протоконтинентальної кори [Астахов и др., 1989], внутрішніх частин плит (див. рис. 3.30).

На неоархейському рівні може бути виділений СРК континентальних рифтів – бузька серія.

На палеопротерозойському рівні в межах планшету виділяється Одесько-Білоцерківська СФЗ.

В межах планшету виділяються колізійні комплекси ранньої і пізньої колізії та орогенезу (уманський комплекси).

Одесько-Білоцерківська СФЗ простягається у субмеридіональному напрямку і виділяється наявністю у вертикальному розрізі рифтогенних (бузька серія) та острівнодужних (росинсько-тікицька серія) комплексів, які залягають на грануліт-базитовому фундаменті. На палеопротерозойському рівні вона розглядається як вторинна, гетерогенна. Особливості глибинної будови земної кори вказують на те, що майже всі СРК зони знаходяться в алохтонному та параавтохтонному заляганні, що свідчить про явище підсуву Волино-Подільського протоконтиненту під Кіровоградський ороген, або насуву останнього на першій по полого нахилених на північний схід корових та мантийних сколах.

На сході СРК Одесько-Білоцерківської СФЗ перекриваються суперкрустальними утвореннями Інгуло-Інгулецької СФЗ по системі лістричних підкидо-зсувів Первомайської тектонічної зони. Загалом на рівні приповерхневої та глибинної будови земної кори Одесько-Білоцерківська СФЗ складена пакетом тектонічних пластин, обмежених лістричними підкидами та насувами, які занурюються на північ, північний схід та схід, що зумовлює подільність СФЗ на підзони: Уманську, Синицівсько-Савранську, Побузьку та Ятранську, до якої належить територія планшету.

Ятранська підзона обмежена на заході Тальнівською тектонічною зоною, на півдні Журавлинською і на сході Водяно-Тимофіївською насувними зонами. Відрізняється переважно ізометричною складчастістю, на яку вздовж насувних тектонічних зон накладена лінійна складчастість. У ядрах антиформних структур відслонюються гранітоїди гайворонського, побузького, уманського та кіровоградського комплексів, які мвстять останці порід дністровсько-бузької серії, в синформних – переважно гнейси та кристалосланці дністровсько-бузької серії. Утворення бузької серії виявлено лише в межах Тарасівської та

Троянківської структур, які ще з початку 80-х років минулого сторіччя розглядались як вулкано-тектонічні структури.

До фронтальних надвигів тектонічних покривів (глибинних шар'яжів) території віднесено Ємилівську, Журавлинську і Водяно-Тимофіївську зони. При цьому Водяно-Тимофіївський надвиг є північно-східним продовженням Журавлинської насувної зони. Останні обмежують з півдня, заходу та сходу Ятранський алохтон і розділяються Первомайською тектонічною зоною на дві дуги.

Переміщення Ятранського алохтона на південь супроводжувалося інтенсивним руйнуванням його фронтальної частини з утворенням Журавлинсько-Ятранської зони шар'яжного меланжу, який несе у своєму складі брили і блоки порід автохтона, розмежовані та розщеплені на тектонічні пластини – «дигітації», що полого падають на північ. На меридіані с. Завітне ширина зони шар'яжного меланжу досягає 10–12 км, звужуючись на північ від с. Крутеньке до 2–4 км. З півдня вона обмежена Журавлинським (фронтальним), а з півночі Ятранським надвигами. На північному заході зона шар'яжного меланжу зрізається Тальнівським підкидо-здвигом, а на сході порушується Первомайською тектонічною зоною. Падіння зони шар'яжного меланжу, який відокремлює знизу Ятранський алохтон, на північ під кутами 10–30°.

Формування зон шар'яжного меланжу, можливо, пов'язане і зближенням і колізією (зіткненням) в неоархеї Лисянської острівної дуги з Волино-Подільським протоконтинентом та обдукцією першої на комплекси другого і ускладнено в палеопротерозої орогенічними рухами в зв'язку із становленням Кіровоградського орогенного поясу.

Кореневі частини зони шар'яжного меланжу виконували роль дренажних систем, сприятливих для міграції рудоносних флюїдів, що при наявності в них порід офіолітового комплексу, робить їх придатними для локалізації золотого зруденіння. Найбільш перспективними для його знаходження є вузли перетину шар'яжних зон системами субширотних зон розтягу.

На території планшету до найважливіших структур відноситься Тарасівська.

У 1988 р. [Шимків, 1988] виконано сейморозвідку ЗГТ за системою регіональних та деталізаційних профілів. Побудовано двовимірні сейсмогравітаційні моделі верхньої частини Голованівського блока до глибин 10 км. Авторами зроблено висновок, що Тарасівська та Троянківська структури являють собою складно побудовані найдавніші інтрузії глибоко еродованих вулканів центрального типу.

Найновіші дані [Гинтов и др., 2018] свідчать про глибинну природу метабазитів внутрішньої частини структури і контактово-метаморфічно-метасоматичне походження їх зовнішнього дугового скарноїдо-гнейсово-критсалосланцевого обрамлення.

Глибинна будова земної кори. Територія планшету розташована в унікальному для УЩ районі, який характеризується складною глибинною будовою земної кори (рис. 3.32). В субмеридіональному напрямку вона поділяється на східну та західну половини великим уступом в розділі М, які відрізняються потужністю та складом кори [Державна..., 2004].

У східній частині рельєф розділу М практично плоский, а глибина поверхні М варіює в межах 40–43 км. Склад кори, який відображає співвідношення потужностей умовно виділених гранітного, діоритового і базальтового шарів, у східній частині близький до діоритового.

Західна частина території має аномально потужну кору (від 50 до 68 км), але структурний план рельєфу розділу М не узгоджується з загальним простяганням субмеридіональної ГШЗ, тоді як прогин розділу М простягається у північно-західному напрямку. Склад кори в цій частині планшету лейкобазальтовий.

По обидва боки від уступу в розділі М відбувається зміна в розподілі магнітних утворень як у верхній, так і у нижній частинах розрізу кори. В західній частині весь розріз кори характеризується переважно більш високими

значеннями намагніченості. На схід від уступу середня намагніченість верхньої частини кори не перевищує 0,5 А/м.

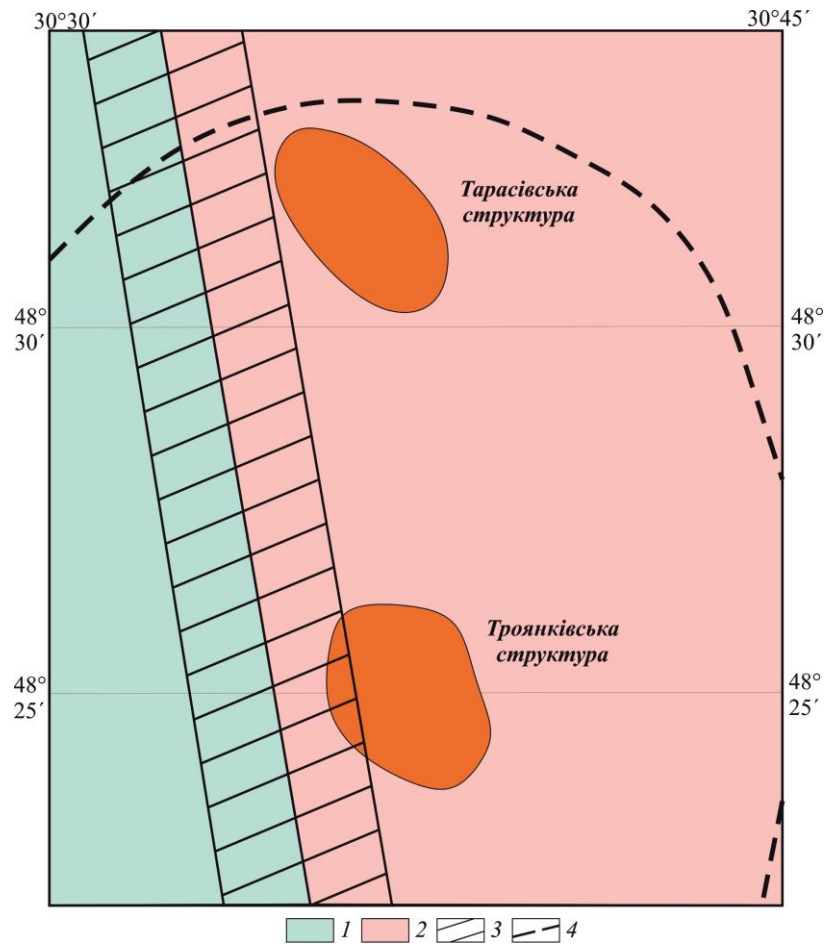


Рис. 3.32. Схема глибинної будови земної кори в межах планшету [Державна ..., 2004]: 1 – лейкобазальтовий тип кори, потужність понад 50 км; 2 – граніт-діоритовий тип кори, потужність 40–45 км; 3 – проекція уступу розподілу М на поверхню докембрійського фундаменту; 4 – область Пушківського гравітаційного максимуму в межах Голованівського гравітаційного максимуму.

Центральна частина ГШЗ фіксується Голованівським гравітаційним максимумом. Згідно з гравітаційним моделюванням, цей максимум зумовлений сумарним ефектом глибинного уступу розділу М і аномально щільними породами в верхній частині кори переважно у західній частині максимуму. Тут на більшій частині території відсутній гранітний шар, а діоритовий має мінімальну потужність. У центральній частині Голованівський максимум ускладнений Пушківським максимумом (рис. 3.32, 3.33) з відносною

інтенсивністю останнього більше 10 мгл. Він розташований над уступом розділу М. В межах Пушківського максимуму знаходяться Тарасівська та Троянківська структури, величезна кількість масивів базитів та ультрабазитів. Троянківська структура просторово співпадає з максимумом значень гравітаційних аномалій (див. рис. 3.33). З Пушківським гравітаційним максимумом, який ускладнює Голованівський, просторово збігається Деренюхінський рудний вузол. Наявність Пушківського гравітаційного максимуму безпосередньо над уступом розділу М представляє інтерес з погляду розповсюдження в його межах рудоносних інтрузій.

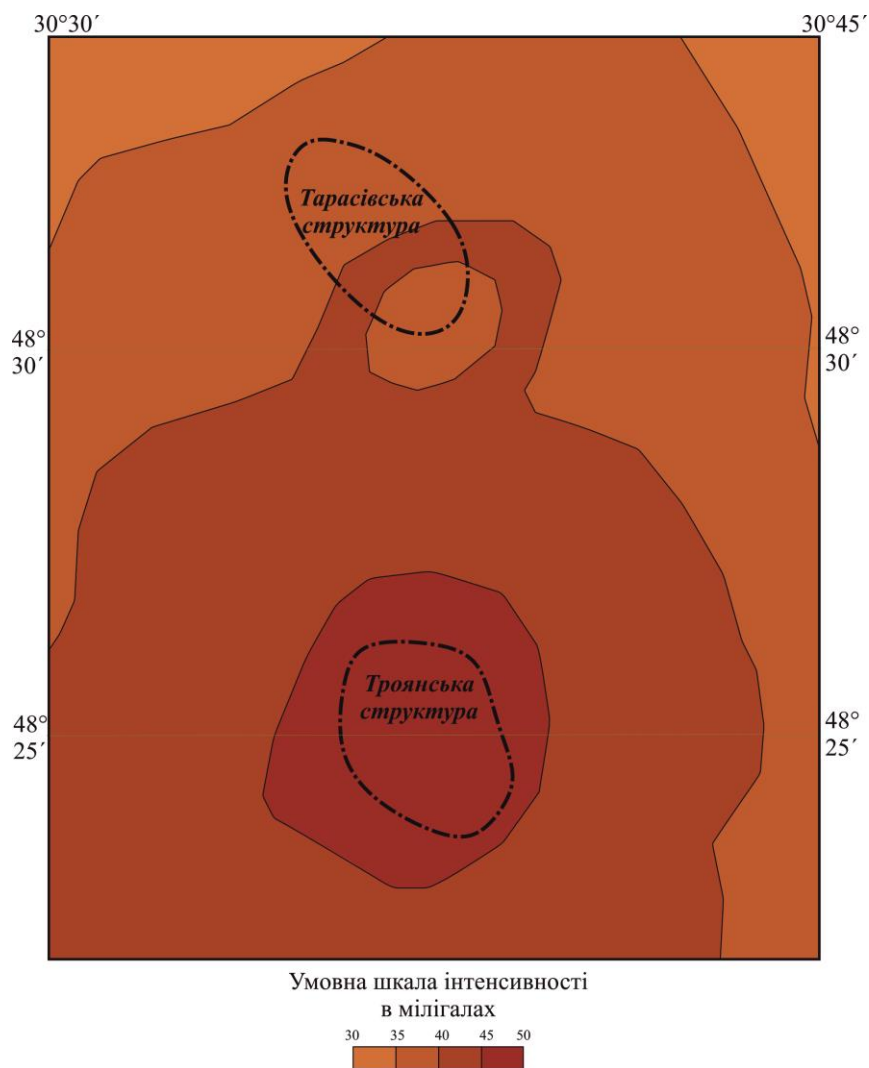


Рис. 3.42. Схема гравітаційних аномалій (за даними [Державна ..., 2004], зі спрощеннями).

Специфічну структуру кори має Ятранський блок, який підстелений неоднорідним і порушеним розрізом кори. Відбувається ступінчасте занурення

поверхні базальтового шару на північ по широтних розломах, а діоритовий і гранітний шари лускоподібно зміщені з півночі на південь зі взаємним перекриттям. Одночасно в цьому напрямку відбувається зменшення потужності гранітного шару. Загалом Ятранський блок являє собою алохтон, насунутий в південному напрямку і порушений широтними скидами, що відображається на тривимірній моделі електропровідності (глибини 2–10 км) у вигляді чергування вузьких блоків різного електроопору з підпиранням глибинними мафітами та ультрамафітами (7–12 км, [Державна..., 2004]).

Аналіз структурного співвідношення верхніх та нижніх горизонтів кори дає можливість передбачити, що головним підвідним каналом для основних–ультраосновних магм була зона різкої зміни потужності кори в співставленні з численними, спряженими один з одним пологими розломами у середині кори.

Корисні копалини. Більшість родовищ та рудопроявів корисних копалин району досліджень, які мають практичне значення, пов'язані з утвореннями докембрійського кристалічного фундаменту та їх корами вивітрювання [Костюченко, Зюльцле, 1990; Державна..., 2004]. Прояв графітових руд приурочений до утворень хащувато-заваллівської світи, його розміщення контролюється ділянками розповсюдження порід останньої, які разом з метаморфітами інших світ бузької та дністровсько-бузької серій, спостерігаються у вигляді лінійно витягнутих, переважно синформних, структур серед гранітоїдів побузького та ендербітів гайворонського комплексів. Графітові руди пов'язані, головним чином, з графіт-біотитовими, меншою мірою з іншими графітвмісними гнейсами та їх корами вивітрювання. Рудні тіла пластовидної та лінзоподібної форм простежуються на відстань від перших десятків до перших тисяч метрів при потужності від декількох до десятків метрів. Розмах зруденіння на глибину перевищує перші сотні метрів. Розподіл графіту в рудах невитриманий, середній вміст коливається від 3,5 до 10,0 %. Графітові руди часто характеризуються аномальними концентраціями міді, срібла, цинку, золота на рівні пунктів мінералізації. Основні запаси зосереджені у корі вивітрювання, що підвищує їх промислове значення.

Утворення графітових руд пов'язується з регіональним метаморфізмом товщ порід, які містили осадову бітумінозну речовину. Троянківська перспективна площа характеризується наявністю двох проявів золота, які приурочені до однойменної структури, та шліховим ореолом золота в сучасних алювіальних відкладах р. Ятрань на ділянці перетину її з долиною річки – Журавлинсько-Ятранівською шар'яжною зоною. Тут можна очікувати виявлення золота кварцової мінералізації в горизонтах піднасувних зон.

3.7. Електропровідність як прояв геодинамічних процесів у ГШЗ

Магнітотелуричні дослідження істотно розширюють існуючі уявлення про тектоніку і геодинаміку різних геолітичних регіонів, оскільки є прямими методами, що дозволяють отримати унікальну інформацію про глибинну геологічну будову Землі і фізико-хімічні процеси у її надрах.

В історії консолідації літосфери СЄП виділяються кілька великих подій [Старостенко, Гинтов, 2013], серед яких об'єднання західної і східної частин щита в єдину структуру в період 2,5–2,6 млрд років тому [Гинтов, 2005, 2015] й колізія літосферних плит Сарматії і Фенноскандії близько 1,7–1,8 млрд років тому. Фактично, ці події стали фінальними в формуванні ГШЗ і більшої частини УЩ в цілому як структури з докембрійським фундаментом.

Структурно-речовинні комплекси грануліт-чарнокітоїдних блоків – Ятранського і Голованівського (див. рис. 3.24) – почали формуватися більш 2,6 млрд років тому [Щербаков, 2005; Гинтов, 2014]. Материнські породи для цих відкладів (бузька серія) накопичувалися у рифтогенному басейні, який був накладений на раніше існуючу давню область субдукції [Глевасский, Каляев, 2000]. Самі ж комплекси утворилися ще пізніше – в інтервалі 2,1–2,0 млрд років тому у колізійній обстановці в результаті закриття так званого Бузько-Чечеліївського задугового басейну [Щербак и др., 2003; Анциферов, 2008]. Вважається також [Глевасский, Каляев, 2000; Гинтов, 2005; Шеремет и др., 2013], що ці комплекси, крім бузьких гранулітів і побузьких гранітів і

чарнокітів, включають ще й архейські (дністровсько-бузькі) грануліти подібного складу і гайворонські ендербіти. Таким чином, створюється враження, що грануліт-чарнокітоїдна частина даної структури як би розсунула амфібол-плагіогранітоїдний облямування Росинського блока, оскільки на сході поширені породи більш високих ступенів метаморфізму. Цей процес повинен супроводжуватися інтенсивною тектонічною переробкою, що призвело до утворення підвищеної електропровідності здебільшого Лисянського блока на глибинах 10–20 км ($\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), Голованівського на 3–10 км ($\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), Тальнівської ЗР та Тилігульського блоку на 15–30 км ($\rho = 100\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$).

Можна припускати, що в орогенний період Голованівський і Ятранський блоки представляли нижньокоровий елемент Інгульського мегаблока, утворений при закритті Бузько-Чечеліївського рифтогенного басейну [Глевасский, Каляев, 2000; Шеремет и др., 2013]. При цьому вихідний структурно-речовинний комплекс (грануліти бузької серії) спочатку, ймовірно, відповідав глибинній надсубдукційній частині нависаючої «мікроплити», аналогічно тому, як це відбувалося на Африканському континенті між кратонами Зімбабве і Каапвааль [Tectonic..., 3012; Khoza et al., 2013]. Під дією чинників метаморфізму вона зазнала перетворень в грануліт-чарнокітоїдні породи. У процесі такого геодинамічного розвитку ГШЗ придбала сучасне розшарування і тектонічну сланцюватість, виявлену за даними глибинної сейсморозвідки та підтверджену результатами 3D геоелектричного моделювання у вигляді аномалій електропровідності глибинних ЗР: Первомайської, Врадіївської, Гвоздавської, а також вже згаданих блоків шовної зони.

Незважаючи на меншу вивченість геоелектричними методами вузької північній частині ГШЗ, за результатами 3D геоелектричного моделювання слід говорити про малоімовірне існування тут аномалій підвищеної електропровідності (хоча далі на північ, за межами області моделювання, виявлено ділянку високої електропровідності в районі м. Переяслав). У

2016 році проведено спостереження природного низькочастотного змінного електромагнітного поля Землі уздовж двох субширотних профілів в районі північної частини ГШЗ і схилу УЩ. Їх подальша інтерпретація дозволила відповісти на питання про існування аномалій високої провідності в надрах даного регіону [Кушнир и др., 2017]. Відсутність провідника свідчить на користь гіпотези [Щербаков, 2005] про те, що ця зона являє собою пластину, яка висунута в обмежений міжблоковий простір в умовах стиснення. У таких геодинамічних умовах утворення аномалій електропровідності мало ймовірно [Wannamaker..., 2005; Spratt et al., 2009].

Таким чином, можна пояснити наявність аномалій електропровідності тільки в земній корі шовної зони. Відсутність підвищеної електричної провідності мантії передбачає, що вже після етапу колізії докембрійських мікроконтинентів відбувався процес континентального рифтогенеза, який успадкував раніше існуючі структурні особливості в земній корі, як це було запропоновано для кенійського рифту [Birt et al., 1997] і для Центральноавстралійської шовної зони. Водночас підвищена електропровідність астеносфери на захід від Тальнівської ЗР свідчить про роздільне існування західної і східної частин УЩ до етапу колізії. Підтвердження цього факту можна знайти в роботі [Пашкевич, Бакаржиева, 2013], які виділяють різні типи кори за складом архейських комплексів заходу і сходу щита: на заході – «лейкобазальтовий» і «базальтовий», на сході – «діоритовий» і «гранітно-діоритовий», а також різні типи мантії: на заході – диференційована, на сході – деплетована, згідно з [Цымбал, 2002].

Крім того, електропровідність мантії визначається діями багатьох факторів, таких як температурні варіації, тиск, фугітивність кисню, поєднання мінеральних фаз. Проте можна говорити, що природа аномалій електропровідності в мантії пов'язана з більш пізніми, щодо формування ГШЗ, процесами тектономагматичної активізації, оскільки флюїди різного роду можуть існувати протягом короткого, в геологічному розумінні, проміжку часу [Wannamaker, 1997]. Такий висновок знаходить своє підтвердження і за

результатами дослідження теплового поля УЩ [Гордиенко и др., 2005], які показують значно підвищені значення теплового потоку на південному заході щита в районі Подільської ЗР і її зчленування з Тальнівської ЗР, де виявлена електропровідна мантия на глибинах 70–120 км ($\rho = 25 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) і провідник на глибинах 15–30 км.

За даними В. Верховцева [Верховцев та ін., 2013], загальні закономірності поширення сумарних амплітуд новітніх (пізньопліоцен-четвертинних) вертикальних тектонічних рухів чітко пов'язуються з контурами відомих в регіоні основних структурних одиниць, а деталі підкреслюють розломно-блокову будову території. Явно виділяються високі амплітуди в зоні підвищеного теплового потоку на південний захід від ГШЗ. Слід говорити про сучасні процеси активізації цього регіону, які знайшли своє відображення в підвищеній електропровідності. Неотектонічну активність проявляють також електропровідні Врадіївська, Гвоздавська, південні частини Тальнівської та Первомайської ЗР.

Результати геодинамічних побудов О.Б. Гінтова [Гинтов, 2005, 2015; Старостенко, Гинтов, 2013] для центральної частини УЩ свідчать про те, що даний регіон, в тому числі ГШЗ, формувалися в період AR_3 – PR_{1-2} в режимі трансгресії, який змінювався режимом транстенсії (розтягування) на відрізках 2,6–2,4, 2,1–1,95, 1,8–1,7 млрд років тому. При цьому ширина області розтягу була невеликою і швидко «заліковувалась» за рахунок речовини, що надходила з мантийних глибин. Саме на ці короткі, в геологічному сенсі, проміжки часу приурочене формування більшості електропровідних ЗР: Ємилівської, Гвоздавської і Врадіївської на ємилівському етапі деформацій, Первомайської та Звенигородсько-Братської на первомайському етапі. Крім того, етапи розтягу пов'язані з накопиченням первинно осадово-вулканогенних порід, надходженням флюїдів з глибоких шарів землі, широким поширенням процесів метасоматичного перетворення порід і графітизацією.

Таким чином, геологічна будова південної частини ГШЗ і її електропровідність підтверджують колізійну модель формування кори

центральної частини УЩ. Не виключено, що на півночі шовної зони напрямок колізійних переміщень на завершальних етапах становлення структури був протилежним, оскільки, Ядліво-Трахтемирівська частина ГШЗ спрямована опуклістю на схід. Подібна сегментація шовних зон УЩ по латералі звичайна.

Потрібно відзначити схожість між представленими моделями та іншими архей-протерозойськими тектонічними одиницями по всьому світу, які мають характерні особливості електропровідності на границях блоків, террейнів або кратонів [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Наприклад, Центральноавстралійська шовна зона, що утворює контакт між Північноавстралійським кратоном і протерозойською провінцією Варумпі [Selway et al., 2009], відображається у вигляді похилого провідника. Крім того, в Австралії зона зсуву Ерабіді утворює електропровідний шов між кратоном Йілгарн і террейном Гленбург [Selway et al., 2009]. Границя між кратоном Слейв і орогеном Вопмей [Spratt et al., 2009] відображається як круто падаюча аномалія електропровідності. Всі ці структури були піддані повторній тектономагматичній активізації на етапі колізії континентів. Такі особливості дозволяють припустити, що круто падаючі електропровідні структури земної кори можуть бути ознаками континентальної акреції.

Зв'язок аномалій електропровідності з родовищами і рудопроявами корисних копалин. Часто родовища і рудопрояви рудних корисних копалин ГШЗ розташовані безпосередньо в приповерхневих аномаліях електропровідності. Крім того, їх розташування поєднане і з більш глибинними провідниками, в проекції контурів яких вони потрапляють. Особливо яскраво це проявлено для Субботсько-Мошоринської ЗР, в границях якої локалізуються рудопрояви графіту, урану, хрому, золота, залізних руд (Майське родовище), нікелю, рідкоземельних елементів. До цієї ЗР просторово приурочені аномалії електропровідності на різних глибинах, які продовжуються і на заході в межах ГШЗ і виявлені вздовж профілю Первомайський (див. рис. 3.23).

В районі Тальнівської ЗР локальні електропровідні об'єкти на глибинах до 100 м і на 10–30 км (див. рис. 3.23) збігаються з розташуванням рудних полів:

Хашуватським, Заваллівським і Савранським, що містять родовища і рудопрояви залізних руд, нікелю, графіту, кобальту, золота (Майське родовище) та ін. До Первомайської ЗР приурочені електропровідні структури з поверхні до 2,5 км та 10–30 км, в межах яких присутні рудопрояви залізних руд і рідкоземельних елементів.

Перспективні концентрації урану і золота часто приурочені до лінійних аномалій електропровідності на глибинах 0,1–2,5 км в Інгульському мегаблоці УЩ, пов'язані з зонами метасоматичного перетворення порід. Такі аномалії виявлені і в ГШЗ, їм також відповідають родовища і рудопрояви золота, урану, графіту, літію в Первомайській та поблизу Тальнівської ЗР (Савранське рудне поле).

В роботі [Анциферов, 2008] описано металогенічні таксони, що просторово співпадають з аномаліями високої електропровідності. Одна з таких зон аномально високої електропровідності на глибинах до 50–100 м у вигляді мережі субширотних провідників з $\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ відповідає прогностичним рудним полям – Шамраєвському, Голованівському та Троянківському, для яких характерні високі концентрації золота, титану, рідкоземельних елементів, урану і міді. Тут же розташовано і Грушківське рудне поле з залізорудними, нікель-кобальтовими, марганцеворудними, урановими рудопроявами. Всі вони потрапляють в границі аномалії електропровідності на глибинах 3–10 км, диференційованої по $\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $d = 50 \text{ км}$, $l = 80 \text{ км}$ (рис. 3.23) та обмежені частинами Тальнівської, Врадіївської, Ємилівської та Первомайської ЗР. Вона переважно більшою частиною співвідноситься з Побузьким металогенічним районом, який характеризується нікель-хром-кобальтовою, золоторудною, графітовою мінералізацією. Природа аномалії пов'язується зі специфічним складом і графітизованими сланцями, а також з їх підвищеною тріщинуватістю. Докембрійські породи цього району представлені переважно гнейсами, сланцями, гранулітами і різноманітними магматичними породами, з якими пов'язані родовища графіту. Найбільш провідна частина цієї аномалії відноситься до району максимального розвитку гіпербазитів (серпентинітів)

Середнього Побужжя – Капітанівка–Липовеньке. Механізм підвищеної провідності з поверхні можна пояснити розвитком серпентинітових формації, на великих глибинах – вмістом графітів і тріщинуватістю гірських порід. Центральна частина аномалії з $\rho = 10$ Ом·м збігається з Деренюхінським рудним вузлом, включає в себе Молдавське, Капітанівське і Терноватське рудні поля і відповідні родовища залізних руд: Молдавське, Секретарське, Лащівське, Новоселицьке та ін. Крім того, названі рудні поля знаходяться в межах аномалій на глибинах 0,1–2,5 км з $\rho = 50$ Ом·м в районі Врадіївської ЗР.

Ананьївська структурно-металогенічна підзона сполучена з аномалією електропровідності вздовж 30° сх. д. ($\rho = 100$ – 250 Ом·м). Ця підзона включає в себе відомі рудні поля: Хащуватське, Заваллівське, Савранське і прогностичні: Вільховецьке і Полянецьке. Дрібні металогенічні таксони відповідають провідникам від поверхні і до глибини 2,5 км з $\rho = 10$ Ом·м в районі Тальнівської та Гвоздавської ЗР. Природа цих аномалій можна пояснити значним вмістом графіту до 20–30 %, як в межах Заваллівського родовища. Тут же виявлені рудопрояви золота, урану, залізних і марганцевих руд, рідкоземельні прояви. До Савранського рудного поля відноситься Майське золоторудне родовище.

Південніше, між $48^\circ 00'$ і $48^\circ 30'$ сх. ш., провідники у вигляді трьох паралельних гальванічно не пов'язаних між собою об'єктів субмеридіонального простягання на глибинах менше 50–100 м просторово збігаються з вже згаданими Лащівським, Новоселицьким родовищами залізних руд, Лозуватським і Калинівським родовищами урану.

В районі Первомайської ЗР на глибинах від 100 м до 2,5 км субмеридіональні провідники з $\rho = 50$ Ом·м, які з півночі на південь гальванічно з'єднані в один ланцюг, пов'язані з рудопроявами золота, урану, літію, рідкісних земель.

Висновки до розділу 3

Найбільш важливим результатом польових електромагнітних досліджень території УЩ є створення на їх основі геоелектричних моделей за допомогою математичного моделювання, що дозволило окреслити контури глибинних аномалій високої електропровідності, які визначають зони глибинних розломів і контури границь колізійних умов. Наявність таких глибинних регіональних аномалій, на думку багатьох авторів, є результатом транспортування рудних компонентів і флюїдів з кори і мантії при тектономагматичній активізації, що пояснює можливу природу їх існування та дозволяє прогнозувати перспективні площі на виявлення ендегенного рудоутворення шляхом проєкцій глибинних високопровідних аномалій на земну поверхню.

Геоелектричні дослідження УЩ виявили численні локальні і регіональні аномалії електропровідності, присутність низькоомних глибинних аномалій уздовж протяжних зон розломів, в шовних зонах, приурочених до зон метасоматозу, зв'язаність низькоомних аномалій з металогенічними рудними вузлами і геохімічними аномаліями.

Земна кора Приазовського мегаблока характеризується аномальною електропровідністю, яка приурочена до зони зчленування східної границі Східного Приазов'я зі Скіфської плитою, Грузько-Еланчицької та південної частини Кальміуської ЗР на глибинах ~10–50 км, $\rho < 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

В межах Інгульського мегаблока центральна частини УЩ, за результатами 3D моделювання КРР [Белявский и др., 2001; Бурахович та ін., 2015в] і ГШЗ [Ширков и др., 2017; Бурахович и др., 2018] (див рис. 3.1, 3.23) виявлено з поверхні велику кількість аномалій з $\rho = 2\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, які частково збігаються з зонами зчленування блоків, перетином та трасуванням уздовж ЗР. Границі провідників на глибинах 0,1–2,5 км з $\rho = 10\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ відображають систему ЗР, таких як Тальнівська, Первомайська, Врадіївська, Гвоздавська, Звенигородсько-Братська, Смілянська, Субботско-Мошоринська, Конкська, Ємилівська та Кіровоградська. Західна і східна субмеридіональні структури

високої електропровідності моделі КРР [Старостенко, Гинтов, 2013; Николаев и др., 2014] збігаються за простяганням з Первомайською, Звенигородсько-Братською та Кіровоградською ЗР. Північна субширотна аномальна структура збігається зі Смілянською ЗР. Південніше виявлено структуру складної конфігурації, що йде від Ємилівської уздовж Нерубаєвсько-Лозуватської до Центральнокіровоградської ЗР. Розгалужена мережа електропровідних об'єктів різного простягання приурочена до зчленування Звенигородсько-Братської та Кіровоградської ЗР. Якщо до 2,5 км провідники представлені субвертикальними структурами, то глибше 3 км спостерігаються переважно субгоризонтальні шари. У моделі ГШЗ на глибинах 3–10 км залягає диференційована за $\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ аномалія, яка розташована на півночі Голованівського блока. Глибше 10 км аномальна електропровідність носить мозаїчний характер зміни значень високого та низького ρ . Аномалії високого опору ($\rho = 10\ 000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) відповідають глибинним частинам масивів гіпербазитів і гранітоїдів: Уманського, Новоукраїнського та Корсунь-Новомиргородського. У земній корі аномальні об'єкти низького опору ($\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) складної просторової орієнтації приурочені до Лисянського блока, центральної частини Тальнівської та перетину Конкської та Первомайської ЗР. Розподіл ρ на глибинах 50–120 км відповідає «нормальному» для УЩ і розділяє неоднорідну верхню частину мантиї.

Геологічна будова ГШЗ та її електропровідність підтверджують колізійну модель формування кори центральної частини УЩ [Ширков и др., 2017]. У період AR3 – PR1-II у регіоні переважав режим транспресії, який змінювався режимом транстенсії (розтягу) на відрізках 2,6–2,4, 2,1–1,95, 1,8–1,7 млрд років тому [Гінтов, 2015, 2016]. На ці проміжки часу припадає утворення більшості високоелектропровідних ЗР: Ємилівської, Гвоздавської, Врадіївської, Первомайської і Звенигородсько-Братської.

Аномально підвищеною електропровідністю характеризується земна кора ГШЗ [Ширков и др., 2017; Бурахович и др., 2018] у зонах глибинних розломів, а також більша частина Лисянського блока на глибинах 10–20 км ($\rho=10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$),

Голованівського на 3–10 км ($\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), Тилігульського на 15–30 км ($\rho = 100\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Підвищена електропровідність астеносфери на захід від Тальнівської ЗР пов'язано з більш молодого і сучасною активізацією. Така ситуація підтверджується присутністю теплових аномалій, геохімічними особливостями регіону, його неотектонічною активністю.

Результати геоелектричних досліджень показали, що вузька Ядліво-Трахтемирівська зона не проявляється у підвищеній провідності на глибинах кори і мантії, оскільки вона формувалась в умовах стиснення та представляє собою пластину, яка висунута у обмежений міжблоковий простір в умовах стиснення [Щербаков, 2005; Selway et al., 2009].

Механізм високої електропровідності на глибинах до 2,5 км може бути обумовлений наявністю асоціації електропровідних мінералів (сульфідів, графіту) в зонах метасоматичного перетворення порід, що сприяє виникненню рудної мінералізації – урану, благородних та рідкісних металів. Електропровідні структури земної кори в інтервалі глибин 5–30 км та верхах верхньої мантії 50–120 км відображають сліди впровадження сучасних мантійних флюїдів.

Результати тривимірного моделювання базит-метабазитових утворень Ятранського блока ГШЗ показали, що такі структури у геологічних границях в аномальній провідності не проявилися. Але розломі зони, які оконтурюють та перетинають їх, виявилися складними аномальними об'єктами як у плані, так і за глибиною. У геоелектричному відношенні токові структури двох масивів суттєво відрізняються. Так, Тарасівську структуру субширотно перетинають електропровідні зони з різним ρ , що виділені на трьох глибинних рівнях: 0 – 100 м з $\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 2–7 та 7–10 км з $\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Тоді як аномальні об'єкти Троянківської структури простягаються з північно-заходу на південний-схід зі зміною напрямку на субширотний у східній частині планшету. Електропровідні структури Троянківського масиву проявилися на чотирьох глибинних рівнях: 0–100 та 150–200 м з $\rho = 5\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 2–4 та 4–10 км з $\rho = 50, 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Об'єднуючою рисою двох структур є прояв низьких значень ρ від 5

до 100 Ом·м саме у їх геологічних границях. Високу електропровідність можна пояснити особливим складом порід земної кори (графітизацією, сульфідизацією та ін.) або флюїдизацією різного походження. Все частіше за останніми даними природу аномалій розглядають як результат спільної діяльності електронного та іонного типів електропровідності.

Тарасівську та Троянківську структури можна вважати найважливішими в межах Ятранського блока ГШЗ, який обмежений на заході Тальнівською тектонічною зоною, на півдні Журавлинською і на сході Водяно-Тимофіївською насувними зонами. Ятранський блок підстелений неоднорідним і порушеним розрізом кори. Відбувається ступінчасте занурення поверхні базальтового шару на північ по широтних розломах, а діоритовий і гранітний шари лускоподібно зміщені з півночі на південь із взаємним перекриттям. Загалом Ятранський блок являє собою алохтон, насунутий в південному напрямку і порушений широтними скидами, що відображається на тривимірній моделі електропровідності (глибини 2–10 км) у вигляді чергування вузьких блоків різного електроопору з підпиранням глибинними мафітами та ультрамафітами на глибинах 3–12 км.

Як відомо, загальною та характерною особливістю розміщення рудопроявів на щитах є сукупність літологічних та структурних факторів, насамперед, розривних порушень глибинного закладення. На території, що досліджується, виділяється астеносферний лінеамент, за [Соллогуб, 1986], як зона перепаду потужності літосфери. Ця зона відіграє провідну роль у контролі розміщення рудних об'єктів, незважаючи на їх приуроченість до різних металогенічних таксонів (структурно-формаційних підзон). На ділянках перетинання розломів північно-східного простягання з глибинними зонами розломів північно-західного та субмеридіонального напрямку – Тальнівською, Тернуватською, Капітанівською, Владівською та іншими спостерігається скупченість родовищ і рудопроявів, а також прямих пошукових ознак, які об'єднуються у відомі рудні поля та площі, перспективні для подальшого вивчення. Наявність уступу розділу М під Тарасівською та Троянківською

структурами та Журавлинсько-Ятранською зоною шар'яжних насувів на півдні планшету моделювання, яка є чудовою екрануючою поверхнею для рудоносних розчинів, вказує на перспективність зазначеної території. Найбільш перспективними є вузли перетину субмеридіональних і широтних зон.

Встановлено, що низькоомні аномалії переважно приурочені до зон метасоматозу уздовж протяжних зон розломів на сході ГШЗ і до областей поширення графітизованих гнейсів і сланців в західній частині шовної зони; в їх межах (або в межах їх проєкцій на земну поверхню) розташовуються більшість родовищ і рудопроявів корисних копалин. Залучення результатів експериментальних досліджень методами МТЗ і МВП, даних структурного аналізу, геохімії, мінералогії дає можливість виконувати регіональне і локальне прогнозування рудопроявів корисних копалин у межах як ГШЗ, так і в цілому на УЩ.

У роботі наведено узагальнення і нове вирішення наукової задачі, що полягає у побудові різномасштабних тривимірних геоелектричних моделей. Виявлено аномалії високої електропровідності у земній корі ГШЗ та її локальних елементів базит-метабазитових структур Побузького горнорудного району, оцінено їх зв'язок з рудопроявами корисних копалин та основними етапами геодинамічного розвитку регіону. Вирішення даної задачі має значення для дослідження геодинаміки та структурних побудов Інгульського мегаблока, а також вивчення несистемних, локальних, ізометрично-овальних структур різних генетичних типів. Також результати тривимірного геоелектричного моделювання можуть бути використані при регіональному й локальному пошуках та прогнозуванні рудопроявів корисних копалин.

Рекомендації. Рекомендовано поширити площу моделювання, охоплюючи зону Пушкінського гравітаційного максимуму, особливу увагу приділяючи Троянківській та Тарасівській структурам, що знаходиться в межах Журавлинсько-Ятранської шар'яжної зони, та хромоносній структурі Липовенькикапітанка (зона перетину Ємилівсько-Первомайської шар'яжної зони та Таунянсько-Вівсяниківської зони згущення субширотних лінеаментів).

Вищеназвані структури знаходяться в зоні впливу уступу розділу М і у вузлі перетину його з проекцією на поверхню фундаменту лінеаменту Г, що був виділений В.Б. Соллогубом Ця зона контролює розміщення рудних об'єктів. В області перетину розломів північно-східного простягання з глибинними зонами розломів північно-західного та субмеридіонального напрямку спостерігається скупченість родовищ і рудопроявів, які об'єднуються у відомі рудні поля та площі, перспективні для подальшого вивчення. Це відноситься також до ділянки, що просторово приурочена до вузла перетинання астеносферного лінеаменту з Первомайською ЗР (Добрянківська площа), яка є перспективною на виявлення золоторудної та рідкіснометалевої мінералізації.

Перелік використаних джерел до розділу 3

1. Бурахович, Т. К., Кушнір, А. Н. (2018). *Голованевская шовная зона (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые)*. LAP LAMBERT Academic Publishing. ISBN 978-613-7-34577-1.
2. Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., & Ширков, Б. И. (2016). Аномалии электропроводности по результатам трёхмерного геоэлектрического моделирования и полезные ископаемые центральной части Украинского щита. *Вестник Пермского университета. Серия “Геология”*, (3), 47—56.
3. Бурахович, Т. К., Ганієв, О. З., & Ширков, Б. І. (2015а). Моделювання глибинної будови Голованівської шовної зони за даними геоелектрики. *Вісник Київського університету*. Серія “Геологія”, (2), 48—54.
4. Бурахович, Т. К., & Ширков, Б. І. (2015б). Глибинные геоэлектрические исследования Голованевской шовной зоны. *Геоинформатика*, (1), 61—69.
5. Бурахович, Т. К., Кушнір, А. М., & Ширков, Б. І. (2015в). Глибинна будова Інгульського мегаблоку за даними геоелектричних досліджень. *Допов. Нац. акад. наук України* (3), 81—86.

6. Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., & Ширков, Б. И. (2015г). Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, (6), 42—63.
7. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (2000а). Модель электропроводности земной коры Украины. *Физика Земли*, (10), 48—56.
8. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (2000б). Модель электропроводности земной коры восточной части Украины. *Геофиз. журн.*, 22(5), 39—47.
9. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (2001). Результаты интерпретации данных естественного электромагнитного поля на территории Украинского кристаллического щита. *Геофиз. журн.*, 23(5), 101—107.
10. Бурахович, Т. К., & Усенко, О. В. (2013). Аномалии электропроводности в зонах анортозитового и щелочного магматизма Украинского щита. *Геодинаміка*, (2) 109—111.
11. Бурахович, Т. К., Логвинов, И. М., & Кулик, С. Н. (1988). Глубинные электромагнитные зондирования. *Материалы Мирового центра данных Б. Москва: МГК АН СССР*, (3), 33—51.
12. Варенцов, И. М. (2013). Программная система `rgc_mtmv` для обработки данных синхронных МТ/МВ зондирований: *VI Всерос. школы–семинара им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна*. Новосибирск.
13. Варенцов, И. М., Куликов, В. А., Яковлев, А. Г., & Яковлев, Д. В. (2013). Возможности методов магнитотеллурики в задачах рудной геофизики. *Физика Земли*, (3), 9—29.
14. Виноградов, Г. Г. (1969). Отчет о геологической съемке листов М-35-144-Г (ю.п.), М-36-133-В (ю.п.), -133-Г (ю.п.), -134-Б,В (ю.п.), -Г, L-36-2-А,Б, выполненной в 1963-1969 гг. Киев: *Геоинформ*.
15. Астахов, Н. А., Багинян, М. К., & Пастухов, В. Г. (1989). Геодинамическая карта территории Украинской ССР (основных срезом) масштаба 1:1 000 000. *Геодинамика и минералогия Украины*, 17—19.
16. Анциферов, А. В. (Ред.) (2008). *Геолого–геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита*. Донецк: Вебер.

17. Азаров, Н. Я., Анциферов, А. В., Шеремет, Е. М., Глевасский, Е. Б., Есипчук, К. Е., Кулик, С. Н., ... Пигулевский, П. И. (2006). *Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита*. Киев: Наук. думка.
18. Анциферов, А. В., Шеремет, Е. М., Есипчук, К. Е., Анциферов, В. А., Пигулевский, П. И., Кулик, С. Н., ... Никиташ, Л. П. (2009). *Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита*. Донецк: Вебер.
19. Азаров, Н. Я., Анциферов, А. В., Шеремет, Е. М., Глевасский, Е. Б., Есипчук, К. Е., Кулик, С. Н., ... Бородыня, Б. В. (2005). *Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита*. Киев: Наук. думка.
20. Гордиенко, В. В., Гордиенко, И. В., Завгородняя, О. В., Логвинов, И. М., Тарасов, В. Н., & Усенко, О. В. (2004). *Геотермический атлас Украины*. Киев: Изд. ИГФ НАНУ.
21. Белявский, В. В., Бобров, А. Б., Гошовский, С. В., Чуприна, И. С., Шумлянский, В. А. (2004). *Геоэлектрические модели золоторудных месторождений Украинского щита и Донбасса*. Киев, Логос.
22. Соллогуб, В. Б. (Ред.) (1988а). *Геоэлектрический разрез участка Винница-Евпатория. Литосфера Центральной и Восточной Европы*. Геотраверсы IV, VI, VIII. Киев: Наук. думка.
23. Соллогуб, В. Б. (Ред.) (1988б). *Результаты МТЗ на участке Килия – Кривой Рог. Литосфера Центральной и Восточной Европы*. Геотраверсы IV, VI, VIII. Киев: Наук. думка.
24. Гинтов, О. Б. (2005). *Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины*. Киев: Феникс.
25. Гинтов, О. Б. (2015). Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии. *Геофиз. журн.*, (5), 3—22.

26. Гинтов, О. Б. (2014). Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита – новые данные и следствия. *Геофиз. журн.*, (1), 3—18.
27. Гинтов, О. Б., & Мычак, С. В. (2011). Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого–геофизическим и тектонофизическим данным. *Геофиз. журн.*, (3), 102—118.
28. Глевасский, Е. Б. (2005). Решение некоторых проблем петрологии и стратиграфии докембрия Украинского щита с позиций плитотектоники. *Минералогич. журн.*, (2/3), 57—66.
29. Глевасский, Е. Б., & Каляев, Г. И. (2000). Тектоника докембрия Украинского щита. *Минералогич. журн.*, (2/3), 77—91.
30. Костюченко, В. С., & Зюльцле, В. В. (Ред.) (1990). *Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200 000 листа М-36-XXXI (Первомайск) 1988-1990 гг.* Киев: Геоинформ.
31. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Серія Центральноукраїнська. Аркуш М-36-XXXI (Первомайськ). Пояснювальна записка. (2004). Київ.: Державний комітет природних ресурсів України, УкрДГРІ.
32. Жамалетдинов, А. А., & Кулик, С. Н. (2012). Крупнейшие аномалии электропроводности мира. *Геофиз. журн.*, (4), 22—39.
33. Загнитко, В. Н., & Луговая, И. П. (1989). *Изотопная геохимия карбонатных и железисто кремнистых пород Украинского щита.* Киев: Наук. думка.
34. Ингеров, А. И. (1988). *Карта магнитных параметров МТЗ и МВП Ю-В части УЩ, М-61:1 000 000.* Укргеолфонд, № 50034.
35. Ингеров, А. И., & Рокитянский, И. И. (1993). *Украинский щит. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Обобщение результатов исследований.* Киев: Наукова думка.
36. Калашник, Г. А. (2013). *Глибинні фактори формування промислових родовищ урану Українського щита.* Автореф. дис... д-ра. геол. наук.

37. Кирилук, В. П. (1982). Стратиграфия докембрия западной части УЩ (на формационной основе). *Геол. журн.*, 42(3) 88—103.
38. Старостенко, В. И., & Гинтова, О. Б. (Ред.) (2013). *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых*. Киев: ПРАСТЫИ ЛУДЫ.
39. Кондрашова, Н. И. (2000). *Состав вулканогенных пород и эволюция магматизма шовной зоны сочленения Свекофеннского и Карельского геоблоков: Балтийский щит*. (Дис. канд. геол.-мин. наук). Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва.
40. Єсипчук, К. Ю., Бобров, О. Б., & Степанюк, Л. М. (Ред.) (2004). *Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка)*. Киев: УкрДГРІ.
41. Корепанов, В. Е., & Трегубенко, В. И. (2009). Особенности построения и тенденции развития современной аппаратуры для МТ и МВ зондирований. *Геофиз. журн.*, 31(4), 181—190.
42. Корниенко, П. К. (1994). *Поиски золотоносных кор выветривания метабазитов в Побужском рудном районе, 1991-1994 гг.* Киев: Геоинформ.
43. Кулик, С. Н., & Бурахович, Т. К. (2007). Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*, (4), 21—27.
44. Кулик, С. Н., Логвинов, И. М., & Бурахович, Т. К. (1988 а). *Геоэлектрическая характеристика тектоносферы Украинского щита и Крыма. Астеносфера по комплексу геофизических методов (13—19)*. Киев: Наук. думка.
45. Кулик, С. Н., Логвинов, И. М., & Шуман, В. Н. (1988 б). *Электромагнитные исследования. Соллогуб, В. Б. (Ред.), Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII (145—149)*. Киев: Наук. Думка.
46. Куликов, В. А., Варенцов, И. М., & Яковлев, А. Г. (2011). Роль МТ-методов при поиске и разведке месторождений рудных полезных

- ископаемых: *V Всерос. школа-семинар им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна, Электромагнитные зондированиям Земли. Санкт-Петербург.*
47. Кушнир, А. Н., Бурахович, Т. К. (2012). Аномалии электропроводности и внутриплитовые землетрясения западной части Украинского щита и Вольно-Подольской плиты. *Геофиз. журн.*, 34(4), 157—165.
48. Летников, Ф. А. (2003). Сверхглубинные флюидные системы Земли. *Докл. РАН*, 390(5), 673—675.
49. Нечаев, С. В. (1997). Минерагеническая зональность Украинского щита с позиций мобилизма. *Минералогич. журн.*, (2), 87—97.
50. Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Кривдик, С. Г., Калашник, А. А., Николаев, Ю. И., ... Агаркова, Н. Г. (2014). *Ингульский мегаблок Украинского щита (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые)*. Донецк: Ноулидж.
51. Лазько, Е. М., Кирилюк, В. Н., Сиворонов, А. А., & Яценко, Г. М. (1975). *Нижний докембрий западной части Украинского щита*. Львов: «Вища школа».
52. Николаев, И. Ю., Бурахович, Т. К., & Шеремет, Е. М. (2013). Объемная геоэлектрическая модель Кировоградского рудного района центральной части Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 35(4), 127—139.
53. Робул, В. М., & Гребнева, Г. Г. (1990). *О генезисе апатитового оруденения в кальцифирах района с. Троянка (Украинский щит)*. Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование: XII Всесоюзн. метал. совещ. Киев.
54. Пашкевич, И. К., & Бакаржиева, М. И. (2013). 3D магнитная модель Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива и ее геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.*, (4), 115—126.
55. Пийяр, Ю. К. (1991). *Корреляционная схема интрузивных магматических и ультраметаморфических образований Украинского щита 1988-1991 гг.* Киев: Геоинформ.

56. Шимкив, Л. М. (1988). *Результаты сейсморазведочных исследований МОВ-ОГТ в пределах Первомайского района Среднего Побужья*. Киев: Геоинформ.
57. Соллогуб, В. Б. (1986). *Литосфера Украины*. Киев: Наук. думка.
58. Стогний, В. В., Стогний, Г. А., & Васильев, С. П. (1990). *Геолого-геофизические особенности Алданского щита и Становой складчатой области: Всесоюз. совещание "Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР"*. Магадан.
59. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., Мычак, С. В., Павлюк, В. Н., & Зюльцле, В. В. (2016). Структурно-петрографическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.*, (3), 3—28.
60. Анциферов, А. В. (Ред.) (2010). *Субщелочной докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита*. Донецк: Ноулидж.
61. Верховцев, В. Г., Юськів, Ю. В., Швайко, В. Г., & Шевчук, В. І. (2013). *Сумарні амплітуди пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної поверхні Українського щита та його схилів*. Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист, 6, 38—52.
62. Сясько, А. А., Гриб, Н. Н., & Никитин, В. М. (2006). *Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений*. Наука и образование, (4), 58—65.
63. Каляев, Г. И., Крутиховская, З. М., & Жуков, Г. В. (1972). *Тектоника Украинского щита*. Киев: Наук думка.
64. Глушков, В. В. (Ред.) (1988). *Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. 1:500 000*. Киев: УкрНИГРИ, ГПО "Укргеология".
65. Гейко, В. С., Шумлянська, Л. А., Бугаенко, И. В., & Заец, Л. Н. (2006). Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р – волн. *Геофиз. журн.*, (1), 3—16.

- 66.Гейко, В. С., Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А., Бугаенко, И. В., & Заец, Л. Н. (2005). Трехмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии (юго-запад ВЕП). *Геофиз. журн.*, 27(5), 927—939.
- 67.Гордиенко, В. В., Гордиенко, И. В., Завгородняя, О. В., Ковачикова, С., Логвинов, И. М., Тарасов, В. Н., & Усенко, О. В. (2005). *Украинский щит (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Корвін пресс.
- 68.Гинто, О. Б., Ентин, В. А., Мычак, С. В., Павлюк, В. Н., & Гуськов, С. И. (2018). Уникальные базит-метабазитовые структуры Побужского горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудоносности (по геофизическим и геологическим данным). *Геофиз. журн.*, 40(3), 3—36.
- 69.Усенко, О. В. (2007). Физико-химические процессы в астеносфере. *Геофиз. журн.*, 29(2), 54—70.
- 70.Фомин, А. Б. (1979). *Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита*. Киев: Наук. думка.
- 71.Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А., & Бугаенко, И. В. (2012). Сверхглубинные флюиды Восточно-Европейской платформы: XVIII Международная конференция: Геологическая среда, минерогенические и сейсмотектонические процессы. Воронеж: Научная книга. 392—395.
- 72.Цымбал, С. Н. (2002). *Состав верхней мантии под Украинским щитом*. Щербак, М. П. (ред.), Геологія і магматизм докембрію Українського щита (С. 215-218). Київ.
- 73.Шеремет, Е. М., Кривдик, С. Г., & Бурахович, Т. К. (2013). *Критерии поисков руды в областях субдукции Украинского щита*. ISBN 978-3-8383-7600-4 электр. версия. pdf (50086443). Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing.
- 74.Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., & Кушнир, А. Н. (2017). Трехмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.*, (1), 41—58.

- 75.Ширков, Б. И., & Бурахович, Т. К. (2017). Електромагнітні методи при прогнозуванні рудопроявів корисних копалин. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, (4), 40—45.
- 76.Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., Кушнір, А. М., Николаев, И. Ю., & Шеремет, Е. М. (2016). Прогнозирование проявлений полезных ископаемых на основе МТ/МВ методов в центральной части Украинского щита. *Вопросы естествознания*, 11(3), 146—151.
- 77.Щербаков, И. Б. (2005). *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗУКЦ.
- 78.Щербак, Н. П., Бибииков, Е. В., Скобелев, В. М., & Щербак, Д. Н. (2003). Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита (3,7–1,7 млрд лет). *Минералогич. журн.*, (4).
- 79.Кушнір, А. Н., Бурахович, Т. К., Ширков, Б. И., & Джаошвили, В. Б. (2017). Электромагнитные исследования северного склона центральной части Украинского щита. *Допов. Нац. акад. наук України*, (10), 60—69.
- 80.Белявский, В. В., Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., & Сухой, В. В (2001). *Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Знання.
- 81.Ярошук, М. А. (2000). *Гнейсо гранулитовые комплексы Голованевской шовной зоны Украинского щита*. Геологія і магматизм докембрію Українського щита (С. 118—119). Киев.
- 82.Baysorovich, M. M., Tregubenko, V. Iv., & Nasad, A. G. (1998). Geoelectric heterogeneities of Ukraine`s lithosphere. *Геофиз. журн.*, (1), 23—35.
- 83.Selway, K., Sheppard, S., Thorne, A. M., Johnoson, & S. P., Groenewald (2009). Identifying the lithospheric structure of a precambrian orogen using magnetotellurics: The capricorn orogen, western Australia. *Precambrian Research*, 168 (3-4), 185—196.
- 84.Ingerov, A. I., Rokityansky, I. I., & Tregubenko, V. I. (1999). Forty years of MTS studies in the Ukraine. *Earth Planets Space*, (51), 1127—1133.

85. Spratt, J. E., Jones, A. G., Jackson, V. A., Collins, L., & Avdeeva, A. (2009). Lithospheric geometry of the Wopmay orogen from Slave Craton to Bear Province magnetotelluric transect. *J. Geophys. Res.*, *114*, 1—18.
86. Khoza, T. D., Jones, A. G., Muller, M. R., Evans, R. L., Miensopust, M. P. & Webb, S. J. (2013). Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed from 2-D and 3-D inversion of magnetotelluric data: Example from southern Congo craton in northern Namibia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(8), 4378—4397.
87. Mackie, R. L., Smith, J. T. & Madden, T. R. (1994). Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equation the magnetotelluric example. *Radio Sci.* *29*, 923—935.
88. Mackie, R.L., & Booker, J. (1999). *Documentation for mtd3fwdanddd3-to-mt. San Francisco: GSY-USA.*
89. Khoza, T. D., Jones, A. G., Muller, M. R., Evans, R. L., Webb, S. J., Miensopust, M., & SAMTEX team 1 (2013). Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data. *Precambrian Research*, *226*, 143—156.
90. Birt, C. S., Maguire, P. K. H., Khan, M. A., Thybo, H., Keller, G. R., & Patel J. (1997). The influence of preexisting structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley – evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics*, (278), 211—242.
91. Varentsov, I. V. M. (2007). Array of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. *Electromagnetic sounding of the Earth's interior. Methods in geochemistry and geophysics*, *40*, 259—273.
92. Wannamaker, P. (2005). Anisotropy Versus Heterogeneity in Continental Solid Earth Electromagnetic Studies: Fundamental Response Characteristics and Implications for Physicochemical State. *Surveys in Geophysics*, *26*(6), 733—765.

93. Wannamaker Philip. (1997). Comment on "The petrologic case for a dry lower crust", by Yardley, B. W. D., and J. W. Valley. *Journal of Geophysical Research*, 102, 12173—12185.

РОЗДІЛ 4. ЕЛЕКТРОПРОВІДНІСТЬ ПРИП'ЯТСЬКОГО ПРОГИНУ, ДДЗ ТА ДОНБАСУ

Герцинські структури у межах території України представлені Донбасом, Дніпровсько-Донецькою западиною та Прип'ятським прогином. Всі ці регіони деяким чином відрізняються між собою в геоелектричному відношенні, хоча і мають спільні риси. Насамперед вони являють собою западини з поверхневими горизонтами, що характеризуються високою електропровідністю і суттєвою латеральною неоднорідністю. Ці основні особливості ускладнюють дослідження мантійних глибин геоелектричними методами.

На території ДДЗ і Донбасу виявлені значні області високої електропровідності з сумарною поздовжньою провідністю від 500 до 20 000. Найбільш електропровідні області знаходяться на глибині 2 км в межах Донбасу і північної частини Приазовського мегаблока, в той час як провідники на глибинах понад 10 км простягаються вздовж ДДЗ далеко за межі Донбасу (до м. Полтава) і являють собою чергування слабо (1 000 См і сильно 10 000 См) електропровідних смуг.

У північній частині Прип'ятської западини на основі досліджень ГМТЗ і МТЗ виявлено обмежену область високої електропровідності в мантії потужністю приблизно 50 км, $S = 2\,500$ См, при $\rho = 20$ Ом·м.

Сумарна поздовжня провідність приповерхневого шару в основному відповідає потужності осадових відкладів. Виняток становить Донбас. Потужність осадового чохла в південно-східній частині Прип'ятсько-Дніпровського прогину який характеризується значеннями S понад 2 000 См, досягає 16 км і більше. А в Донецькому басейні, де кристалічний фундамент залягає на глибинах 23 км і більше, $S < 1\,000$ См. В акваторії Азовського моря значення S поверхневого провідника варіюють від 1 000 до 4 000 См.

4.1. Експериментальні геоелектричні дослідження ДДЗ та її схилів при прогнозуванні вуглеводнів

Дніпровсько-Донецька западина характеризується максимальними стратиграфічними, гіпсометричними і геохімічними діапазонами нафтогазоносності середовища світових нафтогазоносних провінцій. Промислові дебіти отримані від перших сотень метрів до 6 000 м у відкладах від докембрію до крейди. Значний і часовий інтервал утворення і накопичення вуглеводнів – від девону до неогену. Умови накопичення вуглеводнів у колекторах контролюються як тектонічними, так і їх літологічно-формаційними особливостями.

Вивчення цих факторів і хімізму родовищ ДДЗ дозволило А.Є. Лукину [Лукин, 1997а] припустити як основну причину формування родовищ нафти і газу гідрогеологічну інверсію глибинних флюїдів і, зокрема, мантійних. Він показав, що в подібних авлакогенах СЄП, де відсутні прояви гідрогеологічної інверсії, значних родовищ вуглеводнів не виявлено.

Таким чином, виділення зон впровадження флюїдів і підвищеної гідрогеологічної активності стає найважливішим завданням магнітотелурики зокрема і електророзвідки загалом, оскільки саме ці зони мають підвищену провідність, у досить високому ступені мінералізовані і можуть бути об'єктом вивчення.

Дослідження літосфери геолого-геофізичними методами дають підставу для з'ясування фундаментальних питань флюїдного режиму і дегазації Землі. Насамперед, вони стосуються побудови моделей формування та проникнення в земну кору глибинних високотемпературних флюїдів – важливого джерела для всіх наступних процесів формування рудних і вуглеводневих родовищ [Летников, 2001]. Згідно з фундаментальними дослідженнями [Kulik, 2004], області зчленування різного типу тектонічних одиниць характеризуються електропровідними структурами. Автор вказує, що природа таких глибинних аномалій не обов'язково пояснюється частковим плавленням, а може бути

результатом транспортування флюїдів і, відповідно, рудних компонентів з кори і мантії в умовах тектономагматичної активізації.

За останні десятиліття нафтогазова геологія суттєво збільшила діапазон досліджень верхньої частини земної кори, що спричинено розвитком бурових технологій [Бондар, 2017]. Водночас було виявлено певні особливості формування та розміщення покладів нафти й газу на великих глибинах, що вплинуло на виникнення нового напрямку в геології – «глибинної нафтогазової геології» [Белоконь, 2000]. Промислові скупчення нафти і газу на глибині більше 4 км встановлені в 70 осадових басейнах світу [Лукин, 2007]. Для центральної Росії ρ нижньої частини осадового чохла лежить в межах 2–6 Ом·м, на контакті з активними окраїнами (в південно-західній смузі) збільшується до 12–15 Ом·м. Саме тут зосереджені практично всі нафтогазові родовища Європейської частини Росії [Фельдман, 2009].

При пошуках вуглеводнів МТЗ ефективно доповнює сейсморозвідувальні дослідження, дозволяючи отримувати інформацію про літологічні і колекторські властивості гірських порід [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

У ряді випадків, коли сейсморозвідка демонструє низьку ефективність, МТЗ виявляється найінформативнішим методом при вирішенні структурних завдань. Велика глибинність зондування обумовлює можливість застосування методу для пошуку великих нафтових родовищ в глибоких горизонтах, де верхня частина розрізу істотно неоднорідна і має значну сумарну поздовжню провідність. Для вивчення продуктивних горизонтів використовуються 3D технології [Тригубович, 2013]. Наприклад, в новій нафтогазовій провінції Східного Сибіру (околиці Желдонської параметричної свердловини) під горизонтально-неоднорідним шаром (за даними просторово-часового/частотного розподілу електромагнітного поля) на глибині 4 500 м спрогнозовано високопроникний колектор з низьким поздовжнім електричним опором ($\rho = 5$ Ом·м). Слабкопроникний колектор має більш високий опір ($\rho = 50$ Ом·м).

На геоелектричному розрізі профілю IV, який перетинає Московську синеклізу (проект "Рифей") та побудований з урахуванням даних буріння і сейсмозв'язки методом загальної глибинної точки (ОГТ), чітко виділяються провідні породи девону, венда, рифея, цікаві з позиції нафтогазоносності. Опір порід, що становить перші одиниці Ом·м, при потужності відкладів 2–3 км свідчить про їх хороші колекторські властивості, пов'язаних зі збільшенням пористості [Магнитотеллурический..., 2014].

Методика літологічної інтерпретації результатів комплексування даних сейсмозв'язки ОГТ і МТЗ дозволила в межах перспективних світ виділити області з найкращими колекторськими властивостями і оцінити якість покриток, що концентрують флюїди на Таймирі, де нафтогазоносність пов'язується з юрського-крейдяним рівнем розрізу [Магнитотеллурический..., 2014].

Для більш точного і обґрунтованого прогнозу нафтогазоносності рифтогенних об'єктів Тимано-Печорської провінції зроблено спробу доповнити сейсмогеологічні розрізи новими даними, отриманими за допомогою магнітотеллуричних досліджень. Так, над рифтогенними антиклінальними структурами закономірно спостерігаються низькоомні шари. Передбачається, що це тріщинуваті постседиментаційні структури, які проникають вгору до глибини 1 500 м і характеризуються низьким опором (< 4 Ом·м) [Губин, 2008].

У компанії ТОВ "Северо-Запад" технологія МТЗ є лідируючою в області регіональних електророзвідувальних досліджень як найперспективніша при вивченні нафтогазоносності осадових басейнів тощо. [Метод..., 2017].

Одним з основних результатів інтерпретації даних МТЗ на площі «Subandino Sur» в Болівії є карти поверхні девонських відкладів – основної газоносної товщі району. Виділено положення основних «валів» і «прогинів» та зроблено припущення про міграцію вуглеводнів не тільки поперек антиклінальних структур, але і по їх простяганню, що є важливою інформацією для вибору місця розташування свердловин і аналізу перспективних ділянок [Нефтегазопоисковые..., 2017].

Сейсморозвідка в умовах солянокупольної тектоніки у межах Прикаспійської западини не дає чіткого уявлення про будову розрізу під куполами і про літологію підсолевої товщі. За допомогою МТЗ вирішувалася задача визначення форми соляних куполів і виділення карбонатних порід у підсолевих товщах, до яких можуть бути приурочені великі родовища вуглеводнів [МТЗ..., 2005].

Особливістю розрізу на ділянці Добрич на північному сході Болгарії є наявність "жорсткої" сейсмічної границі, що відповідає покрівлі вапняків крейдяного віку. Ця межа перешкоджає отримувати за даними сейсморозвідки достовірну інформацію про глибинну частину розрізу, а саме про нижньокам'яновугільні відклади, які, ймовірно, повинні перебувати на глибинах 2–3 км. Водночас, для електророзвідки ця межа не є перешкодою. Унікальний за обсягом (близько 580 пунктів) і якістю спостережень матеріал МТЗ дозволив оконтурити структуру, яка на глибинах 1–1,5 км картується як високоомний об'єкт, а на глибинах 2,5–3 км – як електропровідна зона і в своїй східній частині збігається зі структурою, виділеною за даними сейсморозвідки [МТЗ..., 2004].

Електропровідні зони верхньої мантії, що характеризують посилення глибинного теплового режиму, розглядаються як осередки генерації вуглеводнів в Омській області. Понад 100 нафтових і газових родовищ відомі в давніх породах «класичного фундаменту» Західного Сибіру (докембрій, палеозой). Вивчення кристалічних порід (масивних неслоїстих геологічних товщ) сейсморозвідкою є досить складним завданням. Для доюрських утворень в районах з вже відомими родовищами ореоли розповсюдження нафти і газу характеризуються збільшенням опору, а контури високоомних аномалій практично збігаються з контурами родовищ. Найбільших змін зазнають породи в інтервалі 600–900 м безпосередньо над покладами. В результаті досліджень, виконаних комплексом геохімічних і геоелектричних методів на нафтоносних ділянках Західного Сибіру, отримано додаткові відомості про глибинну будову, пошаровий і просторовий розподіл геоелектричних характеристик, зокрема і для нафтоперспективних об'єктів, а також виявлено закономірності розміщення

геохімічних аномалій і їх кореляцію зі структурними особливостями [Кисмерешкин и др., 2009].

В роботі [Комплекс..., 2014] обґрунтовано використання двох електророзвідувальних методів зондування становленням поля (ЗС) і МТЗ, які мають різну глибинність і роздільну здатність: за даними ЗС отримані найбільш детальні геоелектричні параметри верхньої частини розрізу в середньому до 3 км, а за даними МТЗ – геоелектричні характеристики палеозойської основи до глибин ~ 15 км. Запропонований комплекс рекомендується використовувати для пошуково-розвідувальних робіт на вуглеводні в умовах Західного Сибіру, де розріз слабкодіференційований за питомим електричним опором.

За сучасними уявленнями глибинні термодинамічні умови та геодинамічні процеси мають домінуючий вплив на розвиток корисних копалин, зокрема і горючих [Лукин, 1999]. На загальних зборах НАН України (2014 р) академік О.Ю. Лукін присвятив свою доповідь вуглеводневому потенціалу великих глибин та перспективам їх освоєння в Україні [Лукин, 2014]. Академік стверджує, що в центральному (Полтавському) сегменті ДДЗ, розташованому над апікальною частиною Дніпровсько-Донецького суперплюма, зосереджені основні розвідані запаси і основні прогностичні ресурси нижнього карбону. Це вказує на значну роль глибинних геоелектричних досліджень кори і мантії Землі у сучасних тенденціях прогнозування родовищ нафти і газу.

Таким чином, наведений огляд впевнено свідчить, що використання результатів спостереження природного електромагнітного поля іоносферно-магнітосферного джерела в низькочастотному діапазоні дозволяє досить обґрунтовано відповісти на важливі питання глибинної геологічної будови ДДЗ в цілому, зон зчленування ДДЗ з УЩ, Воронежським кристалічним масивом та Донбасом. Насамперед це стосується питання про існування, просторовий розподіл і природу аномалій високої електропровідності в надрах земної кори регіонів, що мають різну геологічну історію при глибинному і поверхневому прогнозуванні вуглеводнів. На території України виявлено численні аномалії електропровідності, які можуть бути пов'язані з розподілом покладів родовищ нафти і газу. Наприклад, Кіровоградська аномалія електропровідності в

консолідованій корі в районі її перетину з ДДЗ просторово збігається з нафтогазовими родовищами. Донбаська аномалія електропровідності, яку оконтурюють площі газових родовищ. Тарханкутська і Керченська аномалії високої електропровідності також просторово пов'язані з газовими родовищами. Яворівська аномалія розташована в районі нафтогазових проявів.

Таким чином, можна зробити висновок про те, що вивчення геоелектричної будови земної кори і верхньої мантії України може сприяти вдосконаленню методів пошуку та розвідки родовищ вуглеводнів.

4.2. Електропровідність Брагінсько-Львівського виступу і Чернігівського блока ДДЗ

Основні зусилля дослідників північної частини, як і всієї ДДЗ, були зосереджені на описі електричних властивостей осадових відкладів для вирішення гідрогеологічних задач, пошуків нафтогазоносних пасток і т.п. Тому більшість МТЗ виконано Української центральною геофізичною експедицією у короткоперіодному інтервалі від 1 до 1 000 с [Baysorovich et al., 1998].

У земній корі і верхній мантії північної частини Прип'ятського прогину за даними МТЗ і МВП [Бурахович и др., 1996] виявлено аномалію високої провідності. В рамках еквівалентності геоелектричних розрізів отримано принаймні два варіанти моделей, які узгоджуються з спостереженими даними. Їх об'єднує наявність електропровідного каналу, що відповідає Речицькому глибинному розлому. Різниця полягає в геометрії глибинного провідника. У першому випадку в тектоносфері на глибині 30–100 км присутній об'єкт з $S = 3\,500$ См. У другому випадку він представлений двома провідниками на глибинах 20–30 км ($S = 2\,000$) і 50–100 км ($S = 2\,500$ См). Виконані тут геодинамічні і геохімічні спостереження показали підвищену проникність Речицького розлому до поверхні, де встановлені аномалії гелію у водах четвертинних відкладів і вуглеводневі аномалії. Також встановлено, що варіації гравітаційного поля відображають процеси міграції та фазові переходи у

флюїдній системі, а центри напружень, які періодично виникають в зоні цього розлому, контролюють основні родовища нафти [Багдасарова, 2009].

У межах Гомельської структурної перемички, в вузлі перетину Північноприп'ятського та Брагінського розломів, розташована Гомельська аномалія електропровідності [Астапенко, 2012] з глибиною покрівлі близько 20–30 км, $S < 100$ См.

На сьогодні у Прип'ятському прогині встановлено 69 нафтових родовищ, приурочених, головним чином, до північної структурної зони, де розвинена система з чотирьох розломів мантійного закладення. Поклади зосереджені у підсолевих (переважно карбонатних) і міжсолевих відкладах. В роботі [Хуторской и др., 2010] показано, що локалізація нафтових родовищ віднесена до зони підйому ізотерм в осадовому чохлі, яка генетично пов'язана з розташуванням глибинних розломів переважно субширотного простягання, по яким відбувається додатковий тепломасоперенос і надходження глибинних вуглеводневих флюїдів.

За результатами двовимірного моделювання електромагнітних полів [Гордиенко, 2011] в північній частині ДДЗ (Деснянський басейн) відсутні аномалії електропровідності. Глибинні електропровідні об'єкти з $\rho = 1\text{--}25$ Ом·м виявлені на схід від меридіана $45'32^\circ$ пн. ш., їх природа пояснюється вмістом флюїдів над шаром часткового плавлення. Уздовж 32° пв. ш. зосереджена серія локальних аномальних ділянок з тепловим потоком понад 55 мВт/м².

Два максимуми гравітаційного поля приурочені до Чернігівського і Лохвицького блоків земної кори. Зниженими і негативними аномаліями Δg характеризується перехідна область між блоками, а також бортові зони западини [Куприенко и др., 2010]. У Чернігівському блоці виявлено дві неоднорідності від подошви дроновської світи до поверхні Мохо, які по всьому розрізу характеризуються підвищеною щільністю і можуть свідчити про наявність каналів, за якими можливе надходження основного матеріалу в кору. Оконтурена область поширення коромантійної суміші і підвищеної щільності у верхній мантії.

Збагачення магнітними і щільними мінералами може бути викликано магматичною і вулканічною діяльністю, широко розвиненою в цьому районі [Ляшкевич, Завьялова, 1977]. При вивченні фізичних властивостей порід осадового чохла північного заходу ДДЗ виявлено області розуцільнення аргілітів (глибше 5 км аж до кристалічного фундаменту) з підвищеними значеннями магнітної сприйнятливості, в яких можуть створюватися умови для скупчення вуглеводнів [Орлюк, Друкаренко, 2013]. Знакозмінні аномалії динаміки магнітного поля локального характеру приурочені до південно-крайового і північно-крайового глибинних розломів ДДЗ в районі Чернігівської регіональної магнітної аномалії, це може свідчити про їх сучасну геодинамічну активність [Орлюк та ін., 2014].

Нові синхронні МТ і МВ зондування. Для вивчення глибинної будови літосфери північної частини ДДЗ вздовж профілю ГСЗ «Георифт-2013» були проведені експериментальні геоелектричні дослідження у широкому діапазоні геомагнітних варіацій. Експериментальні спостереження виконано за допомогою довгоперіодних цифрових станцій LEMІ-417 з ферозондовими давачами [Корепанов, Трегубенко, 2009] в 10 пунктах. Тривалість спостережень у польових точках становила від трьох діб, відстань між пунктами 15–20 км. Пункт Березівка (Brz) розташований в східній частині Брагінсько-Лоєвського виступу (східна границя Прип'ятської аномалії електропровідності). Пункти Пльохів (Plо), Ягідне (Yag), Лихачів (Lih), Даніно (Dan), Пелюхівка (Pel), Берестовець (Brs) зосереджені уздовж осьової частини Чернігівського блока, але останні три зміщені до південно-крайового (Dan і Pel) і північно-крайового (Brs) глибинних розломів. Розподіл глибинної електропровідності вивчено в на північному (с. Політрудня (Plt)) і на південному (с. Пархимів (Par) та с. Красне (Krs)) бортах ДДЗ (рис. 4.1).

Результати інтерпретації. Згідно з результатами якісної інтерпретації комплексних індукційних стрілок можна зробити наступні висновки (див. рис. 4.1, 4.2) див. стр. 151, 152.

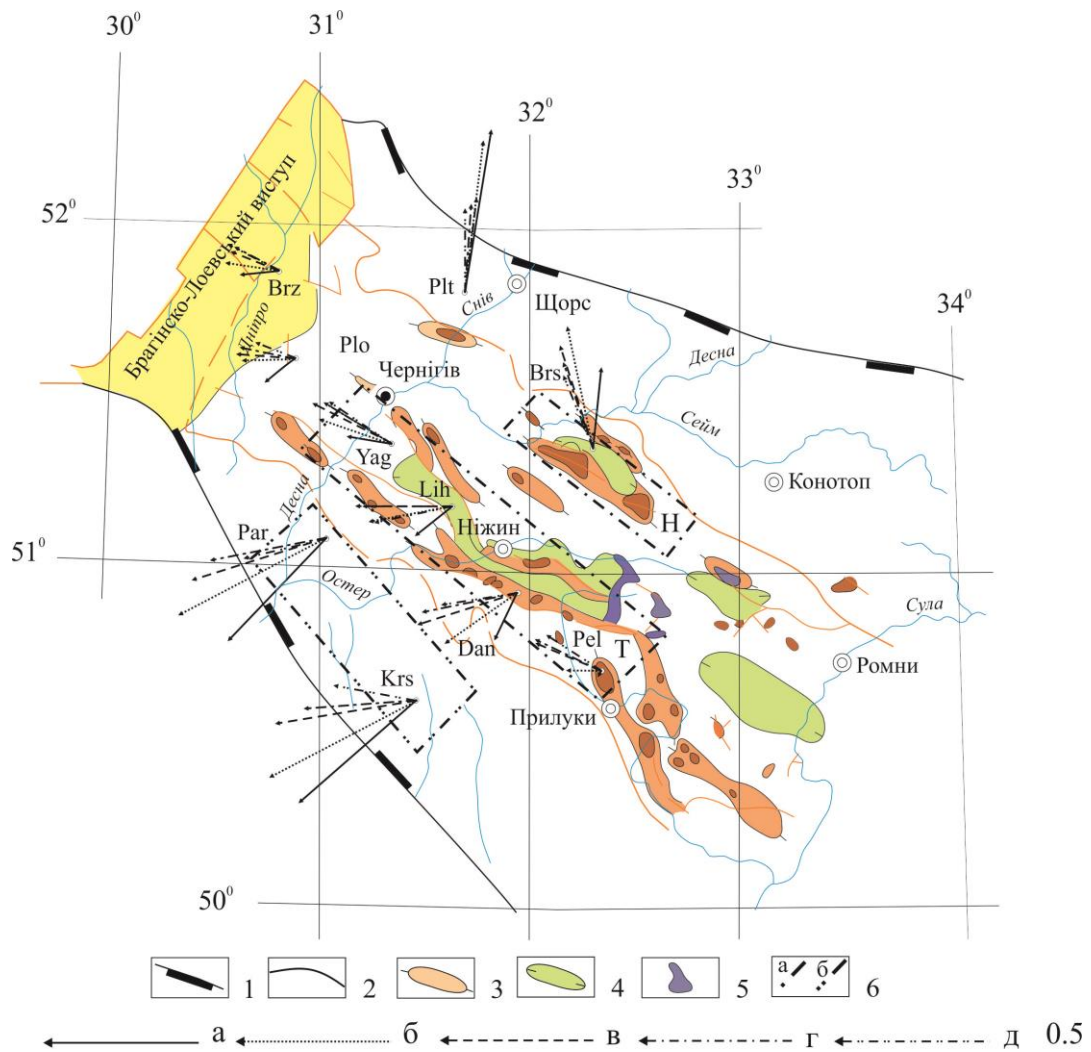


Рис. 4.1. Розташування пунктів МТЗ і МВП (2013р.) на оглядовій тектонічній карті [Арсирій и др., 1984]: 1 – південна і північна межа бортів ДДЗ; 2 – межа ДДЗ; 3 – позитивні структури (вали, купольні підняття); 4 – негативні структури (прогини, улоговини); 5 – соляні штоки; 6 – контури неглибоких аномалій електропровідності за даними якісної інтерпретації результатів експериментальних спостережень (глибина верхньої кромки h : а – 3–5 км, б – 8 км). Перспективні нафтогазоносні товщі: Т – Талалаївська, Н – Никонівська за даними [Старостенко, Русаков, 2015]. Дійсні індукційні стрілки для періодів варіацій геомагнітного поля Землі: а – 150 с, б – 400 с, в – 1 200 с, г – 2 000 с, д – 3 500 с.

Обробка польового матеріалу проводилась за програмою PRC_MTMV [Варенцов и др., 2003; Varentsov, 2007] з використанням нормування магнітних

компонент геомагнітного поля на віддалену геомагнітну обсерваторію «Київ» [Орлюк та ін., 2012]. Отримано надійні оцінки типерів для періодів (T) геомагнітних варіацій від 30 до 9 000 с (рис. 4.1, 4.2), горизонтальних МВ відгуків від 30 до 10 000 с, параметрів імпедансу і позірною питомого електричного опору ($\rho_{\text{п}}$) від 10–15 до 10 000 с (рис. 4.3).

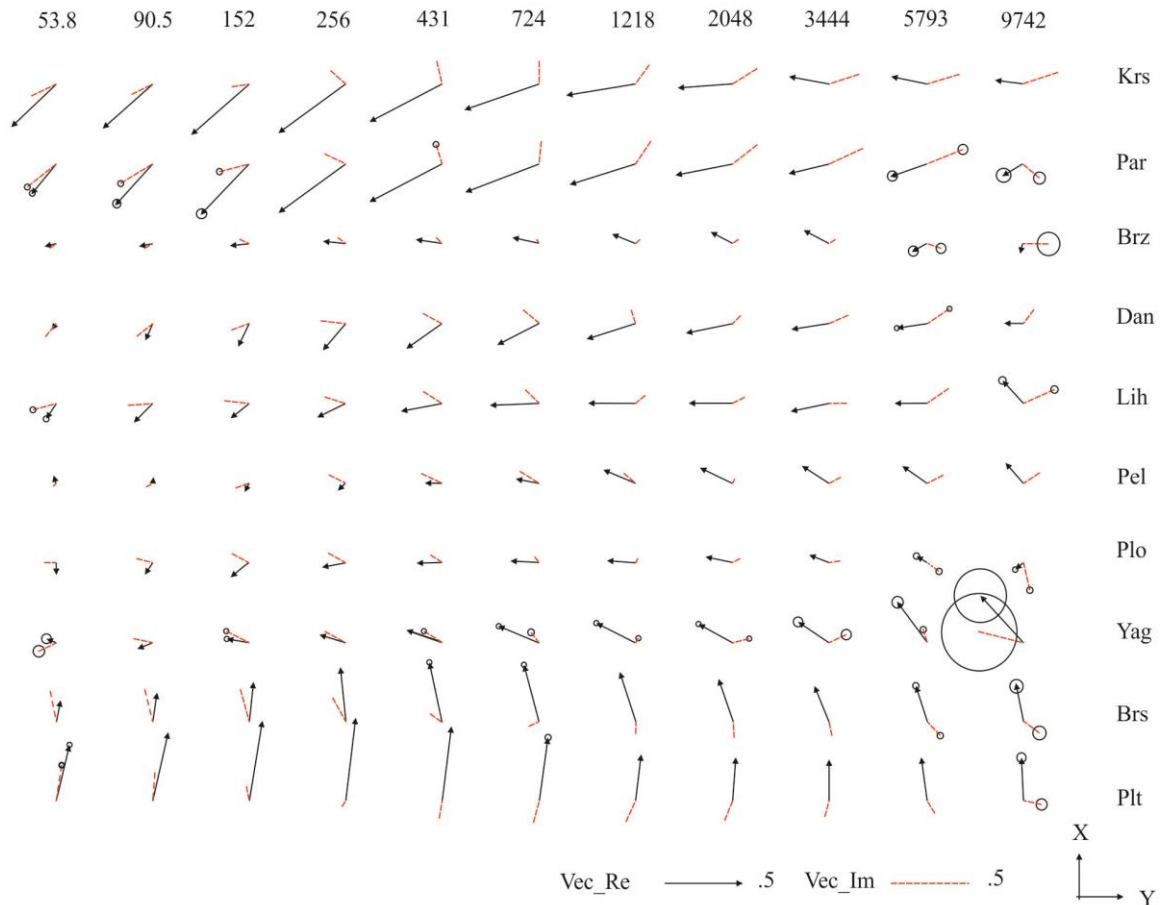


Рис. 4.2. Комплексні типери у широкому діапазоні періодів, отримані за допомогою програми PRC_MTMV. Умовні позначення див. рис. 4.1.

Реальна компонента типера (у співвідношенні Візе) спрямована від зони підвищеної електропровідності до зниженої у широкому інтервалі низьких частот. Практично у всьому частотному діапазоні типери розгортаються від добре електропровідної поверхневої структури, якою є ДДЗ (S осадових відкладів від 500 См на заході до 2 500 См на сході Чернігівського блока) [Baysorovich et al., 1998].

1. Типери орієнтовані на південний захід (південний борт) і північ–північний захід (північний борт) і мають величину до 0,5. Максимум частотної

характеристики знаходиться на періодах до 400 с. З їх збільшенням відбувається розворот V_{ec_Re} на захід і зменшення величини до 0,25. Уявні компоненти (V_{ec_Im}) у всьому частотному діапазоні практично колінеарні V_{ec_Re} , а по величині здебільшого в кілька разів менші. На $T > 400$ с відбувається їх розворот на 180° (спрямовані до осьової частини електропровідної структури), при цьому їх величини співрозмірні з реальними стрілками.

2. В осьовій частині ДДЗ орієнтація V_{ec_Re} зберігається в залежності від положення пункту спостереження і на $T > 1000$ с практично скрізь спрямована на захід. Зі збільшенням T величина цього параметра (відмінно від спостережень в пунктах на бортах) зростає від 0,1 для $T = 150$ с до 0,3 для $T = 1\ 200$ с. Максимум частотної характеристики знаходиться саме на цих періодах для пунктів, розташованих в Чернігівському блоці, і зміщується в область більш ніж 2 000 с на території Брагінсько-Лоевського виступу. Орієнтація V_{ec_Im} переважно західна, колінеарність стрілок для $T < 700$ с порушена, що свідчить про локальну асиметрію середовища, величина на цих же T часто співрозмірна з величиною V_{ec_Re} . В інтервалі $1\ 000 < T < 3\ 600$ с відбувається розворот на 180° реальна і уявна компоненти стають колінеарними, а по величині V_{ec_Re} в кілька разів перевищує V_{ec_Im} . На великих T вони стають співрозмірними, так само, як і на коротких періодах, порушується їх колінеарність.

Таким чином, якісний аналіз комплексних індукційних типерів свідчить про добре виражену тривимірність як приповерхневої частини розрізу, (незважаючи на явно виражену двовимірність структур ДДЗ) так і глибинних горизонтів.

Компоненти горизонтального магнітного тензора (див. рис. 4.3), розраховані для кожної точки спостереження, відображають зміну геоелектричного середовища між ними і базисним пунктом, в даному випадку представлену магнітним полем, виміряним на геомагнітній обсерваторії «Київ» [Орлюк та ін., 2012].

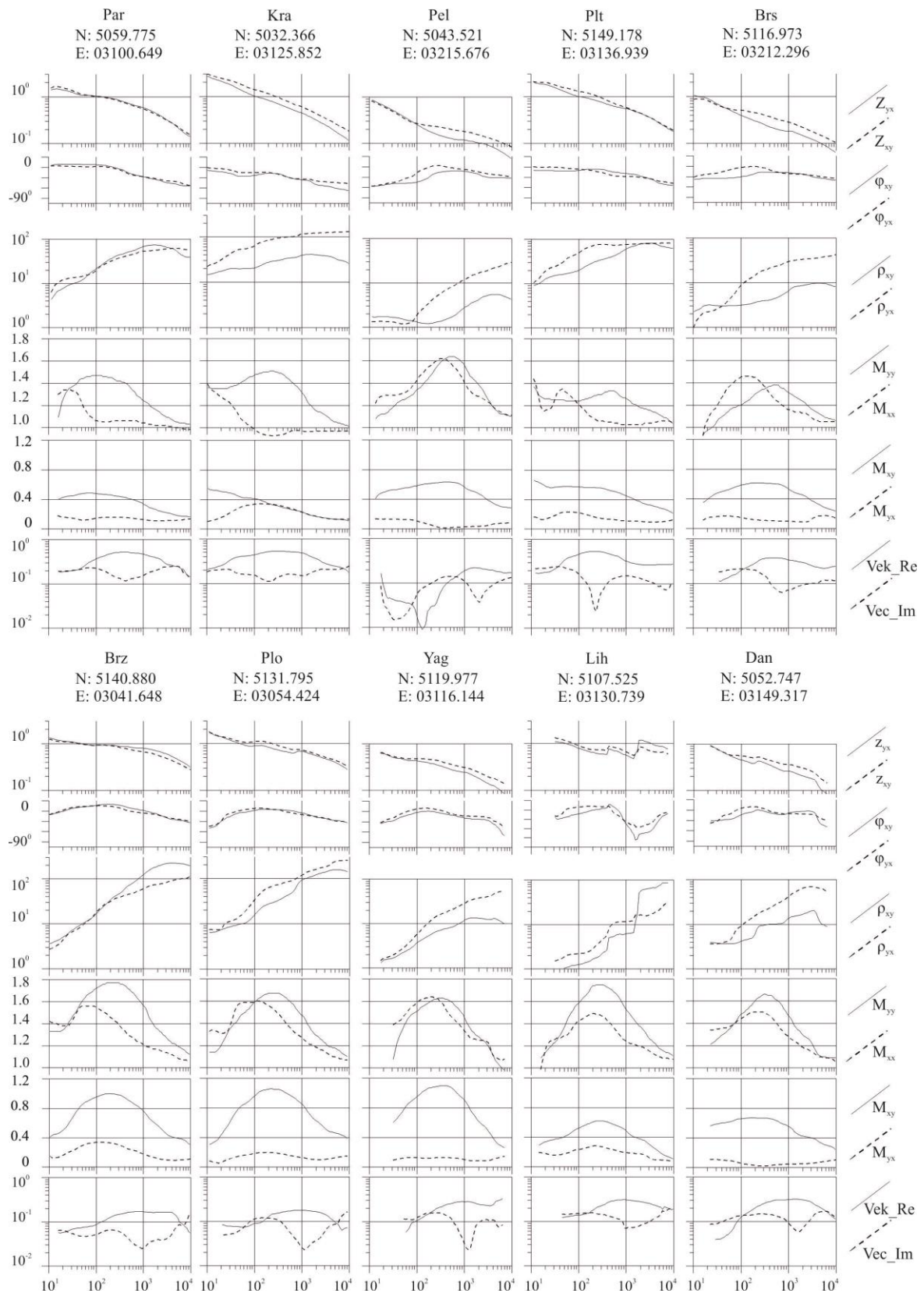


Рис. 4.3. Результати обробки експериментальних даних (2013 р.) за допомогою програми PRC_MTMV. Імпеданс Z_{xy} , Z_{yx} ; фаза імпедансу ϕ_{xy} , ϕ_{yx} ; позірний опір ρ_{xy} , ρ_{yx} ; компоненти тензора горизонтального аномального поля: головні компоненти M_{yy} , M_{xx} , додаткові M_{xy} , M_{yx} ; комплексний типер Vec_Re , Vec_Im . Умовні позначення див. рис. 4.1.

Практично у всіх пунктах амплітуди головних компонент горизонтального аномального поля M_{yy} і M_{xx} перевищують $\sqrt{2}$ на $T < 2 \cdot 5 \cdot 10^4$ с з максимальними значеннями 1,6–1,8 на $200 < T < 700$ с в осьовій частини ДДЗ. Максимальна розбіжність додаткових компонент M_{xy} і M_{yx} при цьому в середньому становить 0,5–0,8. Такі значення параметрів відповідають складним неоднорідним структурам зниженого опору. Бортові частини (особливо південну) Чернігівського блока також можна віднести до структур підвищеної провідності. Однак вона характеризується переважно квазіширотним простяганням, оскільки на $T < 1\,000$ с головна компонента M_{yy} перевищує $\sqrt{2}$ і сягає максимального значення 1,4 на $T = 100\text{--}300$ с, $M_{xx} < 1,2$ практично у всьому частотному діапазоні (виняток складають $T < 30$ с), додаткові компоненти M_{xy} і M_{yx} розходяться слабо.

Імпедансні криві характеризуються монотонно спадаючими гілками від $0,7\text{--}3,0$ до 10^{-1} Ом у всьому частотному діапазоні (див. рис. 4.3). Найбільші розбіжності між головними компонентами тензора імпедансу, саме вони несуть основну інформацію про вертикальний розподіл електропровідності, характерний на періодах понад 100 с. Непридатний для інтерпретації матеріал отриманий тільки в пункті Lih. Ймовірно, запис електромагнітного поля сильно спотворений техногенними перешкодами, які не вдалося відбракувати по когерентним критеріям з подальшою багаторівневою робастною оцінкою, як це передбачено в програмі [Varentsov, 2007].

Амплітудні і фазові криві МТЗ (див. рис. 4.3) побудовані за напрямками вимірювальних ліній (вісь x спрямована на північ, y – на схід). Ліва частина кривих ρ_{Π} характеризується висхідними гілками, які відображають провідні осадові відклади з S від 600–750 См (в пунктах Brz і Plo) до 1 000–2 500 См (в пунктах Yag, Lih, Dan, Pel і Brs) для осьової частини і 350–500 См (в пунктах Krs, Plt і Par) для бортів ДДЗ. Максимальні значення ρ_{Π} близько 100 Ом·м фіксуються на $T > 3\,000$ с. Всі криві МТЗ, за винятком пунктів Brz і Plo, лежать нижче рівня глобальних даних, отже, схильні до гальванічних спотворень від горизонтальних неоднорідностей. Розбіжність кривих МТЗ (від 10 до 40 %), отриманих для різних поляризацій телуричного струму, відбувається переважно

на періодах понад 100 с, при цьому практично у всіх пунктах (крім Brz) зберігається співвідношення рівня між ними – ρ_{yx} лежить вище ρ_{xy} . Зі збільшенням T розбіжність кривих МТЗ посилюється і досягає майже порядку в пунктах на південному борту і на схід від м. Чернігів. Мінімуми і перегини добре виражені на меридіональних кривих ρ_{xy} в інтервалі T від 100 до 1 000 с.

Якісна інтерпретація кривих МТЗ показала, що глибина залягання верхньої кромки провідника змінюється від 40–30 (Brz) до 18 км (Plo). На зовсім іншій глибині (3–5 км) проявляється аномальна електропровідність в осьовій частини Чернігівського блока ДДЗ (Yag, Lih, Dan, Pel і Brs). На її бортах в пунктах Krs і Plt глибина залягання верхньої кромки провідника становить 8 км. Поведінка кривих ρ_{Π} в пункті Pаg можна пояснити виключно горизонтально-однорідним заляганням осадових відкладів.

Таким чином, розподіл індукційних параметрів в широкому діапазоні періодів, їх орієнтація на бортах і мінімальні значення в центрі западини, а також максимальні значення амплітуди горизонтальних відгуків і параметри якісної інтерпретації кривих МТЗ можуть свідчити про наявність кількох аномалій електропровідності, що відповідають як глибинним об'єктам наприклад, східній границі Прип'ятської аномалії електропровідності [Бурахович и др., 1996], так і неглибоким: у верхній частині фундаменту (3–5 км), витягнутим вздовж осі Чернігівського блока, і близько 8 км на його південному борту.

В роботі [Тектоника..., 2015] представлено результати комплексної геолого-геофізичної інтерпретації та виділено кілька перспективних площ для пошуку родовищ вуглеводнів в кристалічному фундаменті ДДЗ. І хоча, як зазначено в даній роботі, з посиланням на карту [Карта..., 2009], Чернігівський блок ДДЗ не розглядається як район перспективний на нафтогазоносність, тут виділено дві площі – Талалаївську і Никонівську (див. рис. 4.1). Їх надра характеризуються перетином активізованих розломів різної орієнтації, а також аномальною потужністю коромантійної суміші і розуцільнених областей на поверхні фундаменту і на глибині 20–30 км. Поклади нафти і газу пов'язують з

палеозойським осадовим чохлам і докембрійським фундаментом [Доленко и др., 1991]. Фундамент ДДЗ характеризується значною роздробленістю [Омельченко, Кучма, 2013], що підтверджує якісна інтерпретація експериментальних даних МТЗ і МВП.

Завдяки сучасному підходу до обробки експериментальних синхронних МТ/МВ-зондувань, отримано геоелектричні параметри глибинних горизонтів північно-західної частини ДДЗ. Якісний аналіз отриманого матеріалу показав, що мінімальні значення кривих $\rho_{\text{п}}$, розворот векторів індукції та амплітудні максимуми горизонтального відгуку вказують на наявність аномальних областей, спричинених не тільки приповерхневою провідністю осадових комплексів, а й електропровідними структурами на різних глибинах в консолідованій земній корі.

Природа електропровідності зумовлена взаємодією геолого-геофізичних чинників, найбільш значущими з яких є температура і наявність електропровідних мінералів і флюїдів. В роботах [Бурахович и др., 1996; Белявский и др., 2001; Гордиенко, 2011] показано кореляцію провідників Прип'ятського прогину і зон можливого часткового плавлення в земній корі і верхній мантії, а також висунуті припущення про флюїдний механізми підвищеної електропровідності.

4.3. Електропровідність північного борту Белгородсько-Сумського мегаблоку

Регіон характеризується складною геоелектричною будовою: потужною осадовою високопровідною товщею ДДЗ, витягнутою з північного заходу на південний схід і її значним градієнтом від 2 500 (ДДЗ) до 10 См (Воронезький масив), мережею провідників неглибокого залягання [Гордиенко и др., 2006] і впливом Кіровоградської глибинної аномалії [Белявский и др., 2001; Гордиенко и др., 2006]. За даними квазі-3D плівкового моделювання її

аномалієутворюваний об'єкт залягає на глибині 25 км і має сумарну провідність до 10 000 См [Белявский и др., 2001].



Рис. 4.4. Фрагмент карти сумарної поздовжньої провідності поверхневих осадових відкладів S_{oc} за даними [Baysorovich et al., 1998].

Дослідження [Гордиенко и др., 2006] північно-східного борту ДДЗ (профіль «Суми») підтвердили, що об'єкт Кіровоградської аномалії зберігає своє положення щодо Інгулецько-Криворізької шовної зони [Белявский и др., 2001], але зміщується на менший інтервал глибин. На цьому профілі покрівля аномалії виділяється на 16 км, її ширина 40 км, сумарна провідність $0,43 \cdot 10^8$ См. За результатами 2D інверсії, виконаної за програмами inv2D і REBOSS, на профілі «Суми» виявлено провідний шар на глибині до 4 км (максимальна провідність наближується за простяганням до ДДЗ). Крім того, передбачається наявність другого провідника майже на 180 км уздовж осі ДДЗ,

при цьому азимут становить $20\text{--}30^\circ$, тобто за простяганням він близький до Кіровоградської аномалії.

Обробка даних МТЗ с. Чумаково. У 2014 р. в Сумській області поблизу с. Чумаково (рис. 4.4) були проведені довготривалі експериментальні МТ/МВ спостереження [Ширков и др., 2015] довгоперіодною станцією LEM1-417.

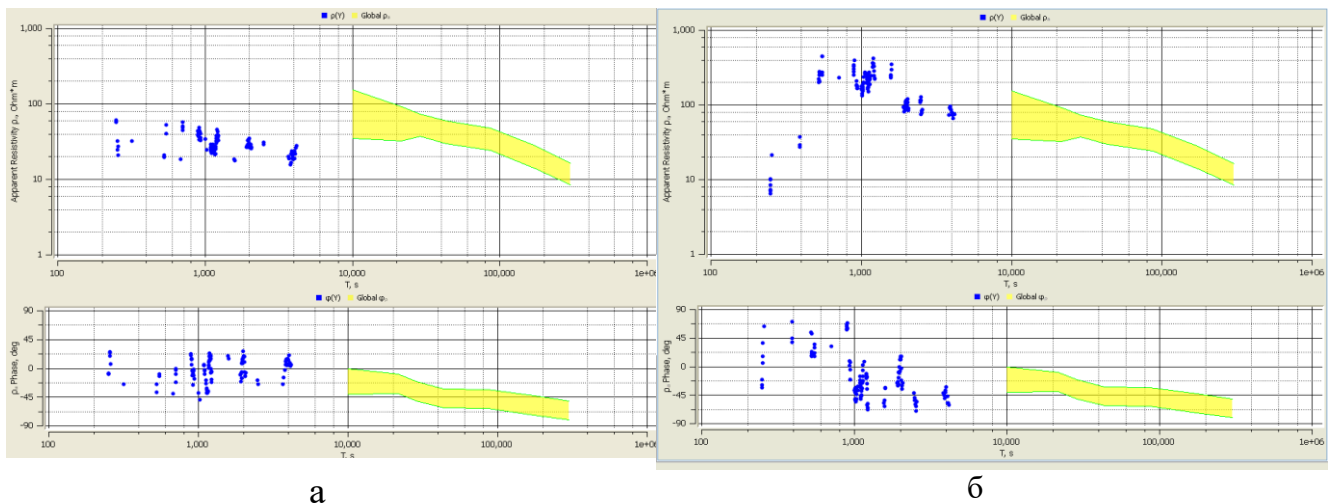


Рис. 4.4. Криві позірного опору: амплітудні $\rho_p(Y)$ і фазові криві $\phi(Y)$: а – напрямок 70° ; б – напрямок 102° (за програмою PTS).

Криві МТЗ за програмою PTS наведені за головними напрямками, які були визначені за полярними діаграмами імпедансу Z (адмітанса Y) і складають 7° і 102° в діапазоні $230 < T < 4\,000$ с (когерентність вхідних і вихідних сигналів визначено шляхом підбору, становить 0,25 і 0,65 відповідно). Довірчий інтервал $\rho_p = 20\text{--}60$ Ом·м на $T = 250$ с спостерігається на амплітудних кривих для напрямків 7° . Його рівень плавно зростає на $T = 850$ с до 60 Ом·м. на довших періодах він падає і на 4 000 с становить 18 Ом·м. Крива МТЗ для напрямку мінімальної концентрації телуричного струму істотно нижче глобальних даних (рис. 4.5, а). Для напрямку 102° рівень амплітудних кривих на $T = 230$ с відповідає 6–10 Ом·м, зі збільшенням T до 850 с він сягає 400 Ом·м. На 4 000 с ρ_p становить 80 Ом·м і виходить на глобальні дані (рис. 4.5, б). Фазові криві (ϕ) імпедансу знаходяться на рівні від -45 до 25° (для 7° , рис. 4.5 б, а) і до -70°

до 70° (для 102°) у всьому діапазоні T (рис. 4.5, б). спостерігається амплітудно-фазова відповідність кривих.

Криві МТЗ отримані за допомогою програми PRC_MTMV в діапазоні $10 < T > 30\,000$ с (рис. 4.5). Спостерігається плавне зростання (висхідної гілки) амплітудної кривої ρ_{Π} від 15 до 30 Ом·м на $T = 200$ с. Зі збільшенням періоду ρ_{Π} плавно спадає і на 1 000 с відповідає 15 Ом·м. Рівень кривої в напрямку поляризації МТ-поля південь-північ (ρ_{xy}) нижче рівня напрямку захід-схід (ρ_{yx}) для $T < 6\,000$ с, на великих T значення ρ_{Π} приблизно однакові. Обидві криві лежать на порядок нижче глобальних даних.

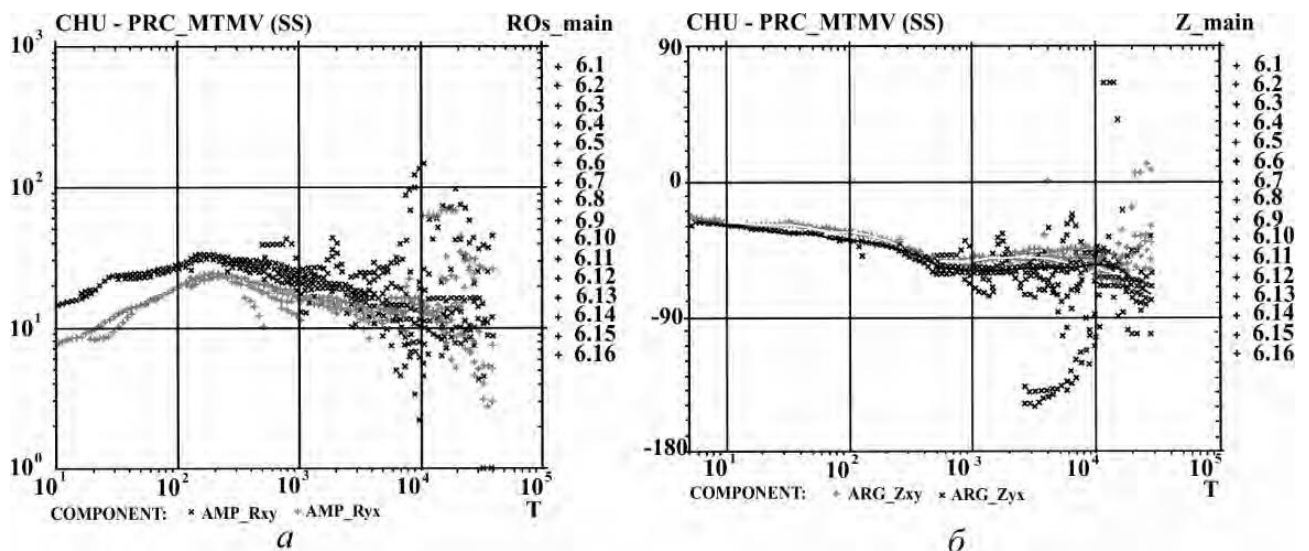


Рис. 4.5. Криві позірного опору для запису 49 діб (а – амплітудні, б – фазові): північна складова (сірий колір), східна складова (чорний), отримані за допомогою програми PRC_MTMV.

Криві φ знаходяться в діапазоні від -30° до -50° (рис. 4.6). Зі збільшенням T вони плавно зміщуються від -30° на $T = 10$ с до -50° на $T = 400$ с, де виходять на постійний рівень. Криві φ не піддаються гальванічним спотворенням і несуть інформацію тільки про відносну зміну позірного опору середовища над однорідним електропровідним півпростором $\varphi^\circ = -45^\circ$. На $T > 1\,000$ с спостерігається значна дисперсія значень ρ_{Π} і φ . Це пов'язано з тим, що МТЗ здебільшого ненадійні на періодах понад 3 год. Невеликі значення імпедансу в

цьому діапазоні обумовлюють малу амплітуду варіацій природного електричного поля, що знижує точність оцінок.

Періоди варіацій, близькі до 10 000 с, певною мірою можна вважати критичними, оскільки глибина проникнення ЕМ-поля у провідну Землю стає співмірною з геометричними розмірами струмових систем, що слугують джерелом варіацій. Класичні МТ/МВ-оператори зазвичай мають частковий і наближений характер і реалізуються тільки за умов жорстких вимогах до структури первинного поля. Новий підхід – концепція узагальненого глобального електричного ланцюга [Шуман, Савин, 2011] – дозволяє розглядати магнітосферу, іоносферу, атмосферу і літосферу як єдину електродинамічну систему. На основі запропоновані нелокальної векторної тотожності імпедансного типу для гармонічного ЕМ-поля на поверхні сферичної Землі, виведено систему точних скалярних рівнянь, що визначають цю поверхню.

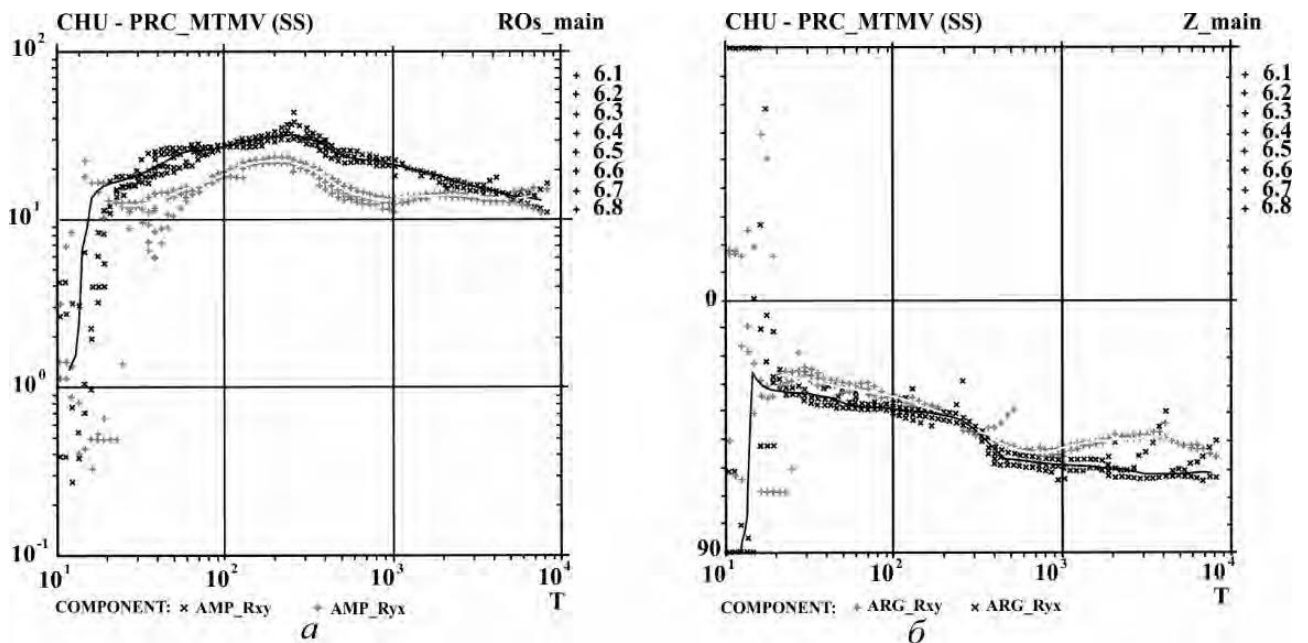


Рис. 4.6. Криві позірного опору для запису 10 дБ. Умовні позначення див. рис. 4.5.

Таким чином, МТ-параметри, отримані за допомогою двох принципово відмінних програм, подібні як за формою кривих, так і за рівнем ρ_{Π} (якщо їх перерахувати по однаковим напрямкам поляризацій телуричних струмів).

Сумарна поздовжня провідність поверхневих відкладень становить 350–500 См. Мінімум на низхідній гілці кривої $\rho_{\text{п}}$ достовірно проявився на $T = 600\text{--}3\,000$ с тільки при обробці за програмою PRC_MTMV. На кривих МТЗ, розрахованих за програмою PTS, в цьому діапазоні T мінімум відсутній або значний довірчий інтервал $\rho_{\text{п}}$ не дозволяє впевнено його виділити. Передбачається наявність мінімуму на $T = 400$ с, хоча значне розходження максимальної та мінімальної кривих в області великих T свідчить про ймовірну аномалію на значних глибинах.

Обробка даних МВП. За програмою PTS були розраховані дійсна C_u і уявна C_v компоненти типера на $T = 350\text{--}2\,000$ с (рис. 4.7). C_u становить 0,4 на $T = 350$ с, зі збільшенням T плавно спадає до 0,2. Азимути C_u постійні – від 35° до 50° , в той час як азимути C_v різко змінюють напрямок від одного періоду до іншого в діапазоні від 50° до 320° .

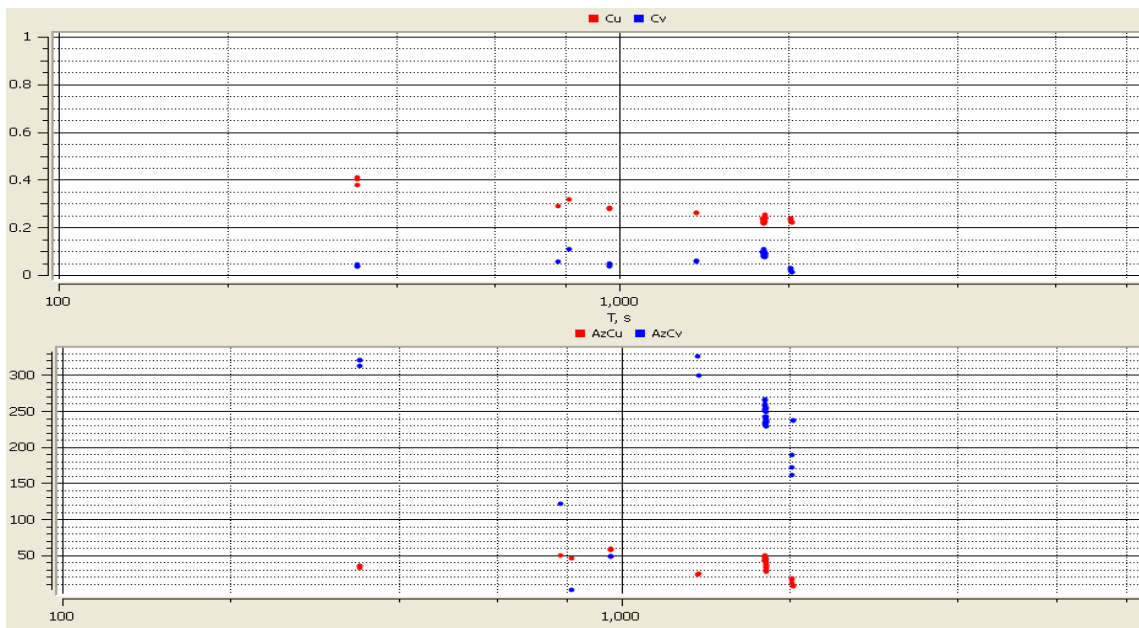


Рис. 4.7. Компоненти типера C_u і C_v і їх азимути (за програмою PTS).

Значення C_v приблизно однакові у всьому діапазоні T і складають 0,05–0,10, тобто в 3–5 разів менше C_u , що може вказувати на наявність електропровідної зони північно-західного простягання. При збільшенні T відбувається поступовий поворот реального типера у північному напрямку

(близько 20°), уявного в південно-західному (250°). Незважаючи на те, що в результаті використання програми PTS отримуємо інтерпретаційні параметри для апроксимації геологічного середовища двовимірної структури, зіставлення комплексних індукційних типерів свідчить про складну геоелектричну тривимірну будову даного регіону.

На (рис. 4.8) представлено індукційні типери, побудовані за допомогою програми PRC_MTMV. Реальні (Vec_Re) та уявні (Vec_Im) типери повернені під кутом 90° один до одного на $T = 25$ с. Vec_Re спрямований на північ і північний схід, не перевищуючи 0,2 практично в усьому діапазоні T . Vec_Im змінює напрямок з північного заходу на північний схід на $150 < T < 530$ с. На великих T зберігається південно-західна орієнтація. Максимум частотної характеристики знаходиться приблизно на 300 с, абсолютна величина реальної компоненти 0,2, уявної приблизно в 4 рази менше.

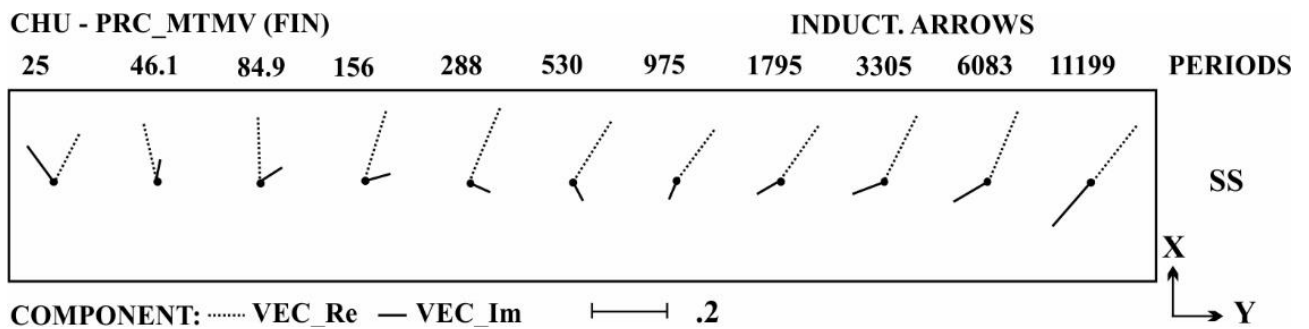


Рис. 4.8. Реальна і уявна компоненти типера (за програмою PRC_MTMV).

На періоді 975 с компоненти типера мають різні напрямки, Vec_Re в 1.5–2 рази більше Vec_Im. Таким чином, на коротких періодах вони орієнтовані від епіцентру аномалії високої електропровідності, в той час як на $T > 975$ с напрямок Vec_Re зберігається, а Vec_Im змінюється, тепер він спрямований до епіцентру провідника. Ймовірніше, така поведінка комплексного індукційного типера свідчить про складну тривимірну геоелектричну обстановку.

Були розраховані компоненти горизонтального магнітного тензора, пов'язаного з горизонтальним магнітним полем в точці зондування (с. Чумаково) і базовим пунктом спостереження (с. Шевченкове, Дніпропетровська область). Головні компоненти (M_{xx} і M_{yy}) тензора і їх фази

отримані в діапазоні $100 < T < 10\,000$ с (рис. 4.9). На періодах $100 < T < 300$ с спостерігається значна дисперсія значень M_{xx} і M_{yy} . На $T = 100$ с M_{xx} дорівнює 0,8, а $M_{yy} = 1,0$. На $T < 2\,000$ с спостерігається плавне зростання M_{xx} до 1,1 і M_{yy} до 1,5, що свідчить про значну аномальність по компоненті M_{yy} . Зі збільшенням T компоненти горизонтального магнітного тензора плавно зменшуються і на $T = 10\,000$ с сягають значень одиниці. Графік M_{yy} має форму купола, різниця з M_{xx} становить 0,5 в діапазоні максимуму частотної характеристики, що може бути викликано субмеридіональною Кіровоградською аномалією.

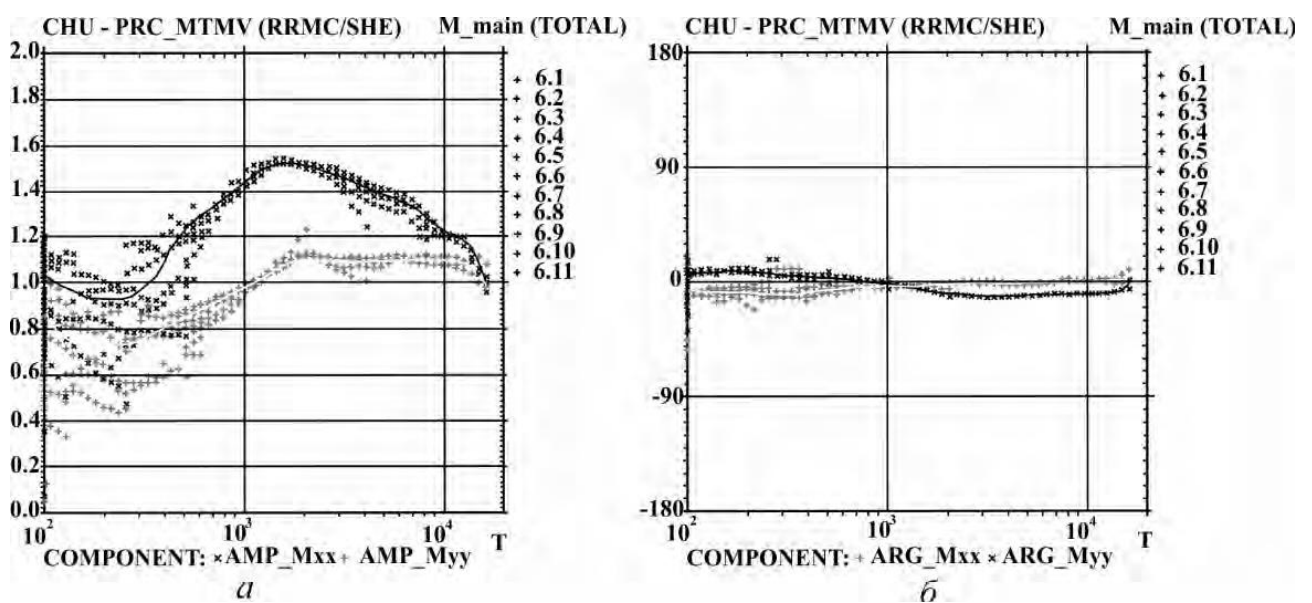


Рис. 4.9. Криві горизонтального магнітного тензора. Умовні позначення див. рис. 4.5.

ARG_M_{xx} і ARG_M_{yy} (рис. 4.9, б) знаходяться в діапазоні від $+10$ до -100 . ARG_M_{xx} має значення -10° , $ARG_M_{yy} = +10^\circ$ в діапазоні $100 < T < 1\,000$ с. На $T = 1\,000$ с фазові криві перетинаються на рівні 0° , зі збільшенням T змінюють знак на протилежний.

Результати інтерпретації. Частотні залежності передавальних операторів МТ/МВ-методів, а саме мінімум на низхідній гілці кривих ρ_{II} в діапазоні періодів 600–3 000 с, аномальність (вище 1,5) по компоненті M_{yy} горизонтального магнітного тензора, північно-східна орієнтація комплексного індукційного типера з величиною менше 0,2 практично у всьому частотному діапазоні відповідають провіднику на глибинах близько 50–150 км.

Аналіз теоретичних і експериментальних даних індукційних параметрів, отриманих при побудові тривимірної моделі Кіровоградської аномалії електропровідності [Бурахович, Кулик, 2007] на $T = 2\ 000$ с, показав, що на глибині 50–160 км в верхах мантиї може спостерігатись зниження питомого електричного опору порід. За даними [Гейко и др., 2005], район характеризується неоднорідним розподілом швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль, причому в межах Кіровоградської аномалії електропровідності швидкість зменшується, що може бути підтвердженням підвищеної питомої електропровідності на цій глибині.

4.4. Електропровідність нафтогазоносного району південного борта центральної частини Дніпровсько-Донецької западини

Для вивчення глибинної будови району, де Кіровоградська аномалія електропровідності [Рокитянский, 1975, с. 144–160] перетинає південний борт (Лохвицький блок) і осьову (Полтавський блок) частина ДДЗ, були проведені сучасні МТЗ та МВ дослідження уздовж профілю Несено Іржавець–Абрамовка.

Геолого-геоелектричний огляд. Геологічно область представлена осадовими відкладами, потужність яких змінюється від 2 км в південній прибортовій зоні до 10 км в центральній частині ДДЗ (рис. 4.10). Кайнозойські і мезозойські осадові відклади залягають незгідно на відкладах карбонового періоду у південній бортовій зоні.

У центральній частині ДДЗ осадові відклади кайнозою і мезозою сягають потужності 3 км, під ними залягають незгоджені відклади краматорської (соленосної) світи нижньої пермі (P1) (потужністю 2–3 км) в східній частині профілю. Відклади карбону (C) потужністю до 6 км підстеляються відкладами верхнього девону (D), що прориваються діапірами (з глибини 8–10 км до 2 км) євлано-ливенських (слабосолених) товщ верхнього девону (D_{Зев}) (рис. 4.10, 4.13, д).

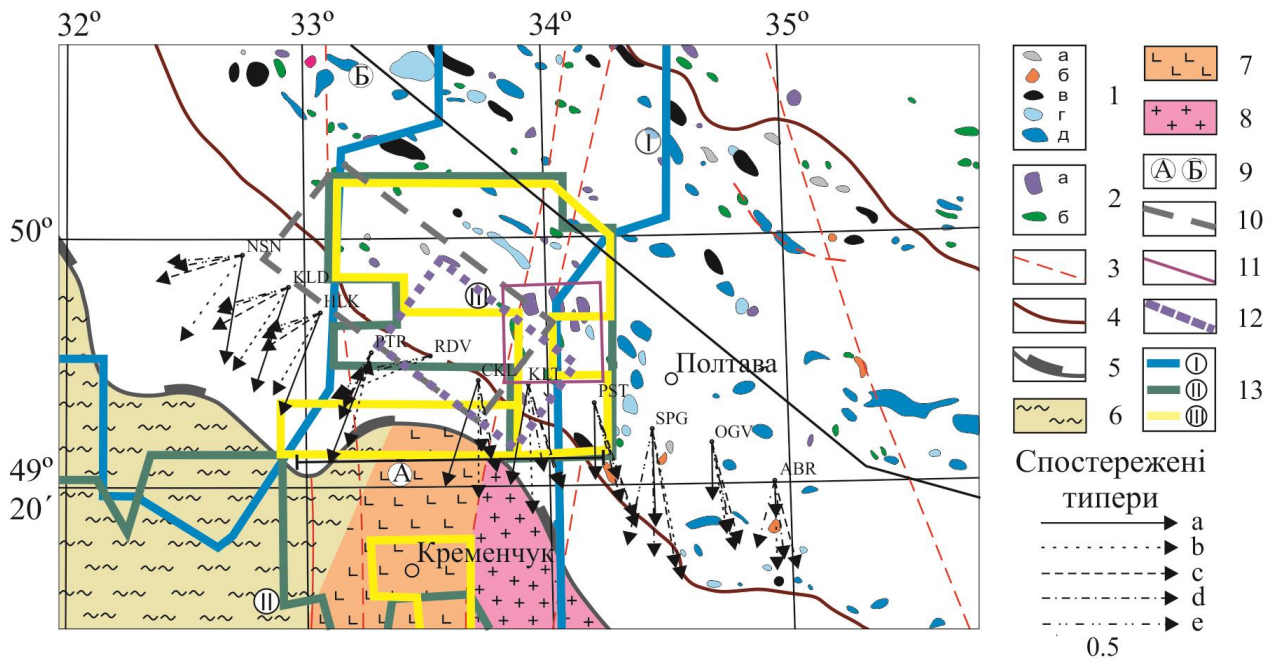


Рис. 4.10. Оглядова тектонічна карта (викопіювання [Арсирій и др., 1984]) з розташуванням на ній пунктів МТ/МВ досліджень: 1 – родовища (а – нафтові, б – нафтогазові, в – нафтогазоконденсатні, г – газові, д – газоконденсатні [Карта..., 2009]); 2 – нафтогазові об'єкти (а – підготовлені, б – розвідані [Карта..., 2009]); 3 – розривні порушення; 4 – скиди, що оконтурюють центральну частину ДДЗ; 5 – контур ДДЗ; 6 – Інгульський мегаблок (раннього протерозойського віку); 7 – Інгулецько-Криворізька шовна зона (архей-протерозойського віку); 8 – Середньопридніпровський мегаблок (середньо-архейського віку); 9 – профілі (А – АМТЗ-2 [Анциферов, 2006]; Б – уздовж центральної частини ДДЗ [Гордиенко и др., 2006]); 10 – прогнозна нафтогазоперспективна площа Глидинцівська у фундаменті ДДЗ [Тектоника..., 2015]; 11 – Підгородська площа, перспективна на вуглеводні [Шеремет и др., 2016, с. 62]; 12 – прогнозна нафтогазоперспективна площа, виділена за профілем Несено Іржавець–Абрамівка; 13 – Кіровоградська аномалія електропровідності з виділеними глибинними аномаліями питомого електричного опору (менше 30 Ом·м): І – глибина 25–30 км; ІІ – 20–25 км; ІІІ – 10–20 км. [Анциферов, 2006]. Спостережені типери (ReW) для періодів геомагнітних варіацій: а – 150 с; б – 450 с; с – 1 000 с; д – 2 000 с; е – 3 500 с.

Архейсько-ранньопротерозойський (AR-PR1) докембрійський фундамент під осадовою товщею є продовженням Інгульського і Середньопридніпровського мегаблоків УЩ. На стику цих мегаблоків знаходиться Інгулецько-Криворізька шовна зона, яка обмежена Західноінгулецьким і Криворізько-Кременчуцьким розломами. Інгулецький мегаблок представлений амфіболіт-гранітними плутон-метаморфічними і гнейсово-сланцевими (метакарбонатно-теригенними) комплексами з міжповерхневими граніто-гнейсовими формаціями. Середньопридніпровський мегаблок УЩ представлений амфіболіт-гранітними плутон-метаморфічним комплексом (AR). Залізисто-кременисто-сланцевий комплекс простягається уздовж міжблокового Криворізько-Кременчуцького розлому [Тектонічна..., 2007].

Загалом *S* відповідають потужності поверхневих відкладів, що змінюються вздовж профілю від 450 См у прибортовій зоні до понад 1 000 См в центральній частині ДДЗ [Белявский, Кулик, 1998].

Профіль досліджень перетинає унікальну Кіровоградську аномалію електропровідності [Геоэлектрическая..., 1989; Белявский и др., 2001; Анциферов, 2006; Гордиенко и др., 2006]. Вона являє собою витягнуту з півдня на північ–північний схід структуру завдовжки майже 600 км, яка повністю перекриває Інгулецько-Криворізьку шовну зону і східну частину Інгульського мегаблока. Вся ця глибинна структура в межах Інгулецько-Криворізької шовної зони продовжується на північний схід у бік ДДЗ і далі на північ.

Одним з останніх досліджень Кіровоградської аномалії електропровідності, розташованої на південь від профілю Несено Іржавець–Абрамівка, є профіль АМТЗ-2 (рис. 4.10), який має субширотне простягання і перетинає різні геологічні структури в зоні зчленування УЩ і ДДЗ. За результатами 1D інверсії на геоелектричному розрізі профілю АМТЗ-2 виділяється низькоомна Кіровоградська аномалія, Інгулецько-Криворізької шовної зони та Інгулецького мегаблока, яким відповідають значення $\rho = 300\text{--}3\,000\text{ Ом}\cdot\text{м}$ до глибин 8 км і $\rho = 10\text{--}100\text{ Ом}\cdot\text{м}$ для глибин 8–30 км.

Середньопридніпровського мегаблоку властиві значення $\rho = 1\ 000\text{--}3\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}$ для глибини 0,5–5 км, які збільшуються на глибині 30 км [Анциферов, 2006].

За даними 2D моделювання уздовж осі центральної частини ДДЗ (див. рис. 4.10), на відрізку профілю від 200–400 км геоелектричного розрізу, який простягається під кутом 20° до профілю Несено Іржавець–Абрамівка, виділяється аномалія електропровідності на границі осадових і кристалічних порід ($\rho = 3\text{--}150\ \text{Ом}\cdot\text{м}$), верхня кромка якої занурюється з 6 до 10 км.

За результатами моделювання за допомогою тонкого шару виділено дві аномалії зі значеннями провідності більше $6\ 000\ \text{См}$ і глибиною залягання верхньої кромки 8 км, що оконтурюють на сході і заході Інгулецько-Криворізьку шовну зону [Гордиенко и др., 2006].

За результатами квазітривимірного моделювання [Белявский и др., 2001] на перетині ДДЗ і Кіровоградської аномалії для періоду 150 с глибина залягання неоднорідної S-плівки близько 10 км. Значення S окремих локальних електропровідних ділянок становить на південно-західному схилі Воронежського масиву від 1 000 до 5 000 См, на границі ДДЗ і північно-східному схилі УЩ від 500 до 2 000 См. Об'єкт моделі, який утворює аномалію для періоду 2 000 с, залягає на глибині 25 км і має провідність на півночі від 100 до 1 000 См.

За результатами тривимірного моделювання [Анциферов, 2006] район дослідження характеризується аномалією питомого електричного опору ($\rho < 30\ \text{Ом}\cdot\text{м}$) на глибинах від 10–25 км і ($\rho < 10\ \text{Ом}\cdot\text{м}$) в інтервалі глибин 25–30 км.

Сучасні експериментальні МТ/МВ дослідження. Дослідження за профілем Несено Іржавець–Абрамівка є продовженням вивчення південного борта ДДЗ, яке проводилося в Інституті геофізики НАН України в 2013–2017 роках [Кушнір и др., 2017]. Були синхронно зареєстровані електромагнітні поля в 11 пунктах, що знаходяться на територіях Лохвицького блока (Несено Іржавець (NSN), Колодна (KLD), Хильківка (HLK), Петрівка–Лози (PTR), Радивонівка (RDV), Цикали (CKL), Колотії (KLT)) і Полтавського

блоку ДДЗ (Пустовари (PST), Сапожине (SPG), Огіївка (OGV), Абрамівка (ABR)) (див. рис. 4.10).

Експериментальні вимірювання виконувалися довгоперіодними цифровими станціями LEMІ-417 з ферозондовими магнітометрами, тривалість спостережень у польових пунктах становила 3 доби, на першому референтному пункті NSN – 10 діб, відстань між пунктами в середньому 15–20 км. Матеріали такого рівня задовольняють вимогам до застосування синхронної обробки, що дозволяє ефективно коригувати локальні і регіональні перешкоди між польовими пунктами вимірювання.

Обробка експериментальних матеріалів проводилась за допомогою програми PRC_MTMV [Varentsov, 2007]. Надійно отримані оцінки типерів для періодів геомагнітних варіацій від 30–3 700 с [Kushnir et al., 2018] (рис. 4.10) і параметрів позірного опору (амплітудні значення ρ_n і фази імпедансу φ_z) від 40–10 000 с (рис. 4.13).

Аналіз даних МВІІ. На всій протяжності профілю реальні компоненти (ReW) типерів у всьому частотному діапазоні розгортаються від зон підвищеної електропровідності, якою характеризується не тільки поверхнева, але і глибинна структура ДДЗ (рис. 4.10).

На західних пунктах профілю (NSN, KLD, HLK) ReW мають південну орієнтацію для $T = 20$ – 200 с і величину $0,2$ – $0,4$ відповідно. Максимум частотної характеристики спостерігається на $T = 150$ – 450 с. На періодах з 400 до $3\,756$ с типери поступово розгортаються на захід і їх величини зменшуються до значення менше $0,3$. По мірі просування по профілю на схід (точки PTR, RDV, SKL, KLT) ReW на всіх T мають переважно південну орієнтацію з невеликим відхиленням на захід (PTR) і схід (SKL, KLT). Вони збільшуються від $0,2$ на низьких T до максимальних $0,4$ на $300 < T < 800$ с, а потім знижуються до $0,3$ на $T = 3\,700$ с. У пунктах PST, SPG, OGV, ABR в осьовій зоні ДДЗ типери ReW на низьких $T < 300$ с мають найнижчі величини $0,1$, збільшуючись до $0,3$ – $0,4$ на $T = 500$ – 800 с, орієнтація південна з невеликим відхиленням на схід зі

збільшенням T . Таким чином, експериментальні МВ спостереження можуть свідчити про занурення провідника з наближенням до осьової частини ДДЗ.

На періодах до 300 с у бортовій частині і до 1 300 с в осьовій спостерігається колінеарність ReW з уявною компонентою (ImW) комплексного типера. В середньому величина ImW в кілька разів менше ReW [Kushnir et al., 2018], крім низьких $T < 30$ с, для пунктів всього профілю. ImW співрозмірні з реальною компонентою або більше неї на $T < 300$ с у осьовій частині ДДЗ (PST, SPG, OGV, ABR).

У бортовій зоні в пунктах NSN, KLD, HLK при $T > 300$ с компоненти ReW і ImW перпендикулярні, а уявна компонента розгорнута на північний захід, при $T > 1 300$ с на північний схід, що, ймовірно, відповідає тривимірній аномалії підвищеної електропровідності на схід від пунктів спостереження. У східній частині профілю (PST, SPG, OGV, ABR) на $T > 1 300$ с ImW орієнтована до аномалії електропровідності на північний захід. У центральній частині профілю ImW менше 0,1.

Якісний аналіз реальних і уявних компонент комплексних типерів відображає присутність поверхневого провідника, витягнутого з північного заходу на південний схід, який пов'язаний з великою електропровідністю в осадової товщі, а також неоднорідністю в глибинних горизонтах в середній частині профілю (між пунктами PTR і PST), що відповідає Кіровоградській аномалії електропровідності.

Обробка базового пункту NSN за допомогою двох програмних комплексів PRC_MTMV і PTS. Спостереження п'яти компонент електромагнітного поля в базовому пункті NSN (4956,5987 N, 03241,6898 E) проводились упродовж 10 діб. Така тривалість запису дала можливість використовувати не тільки програмний комплекс PRC_MTMV [Varentsov, 2007], а також PTS [Semenov, 2000].

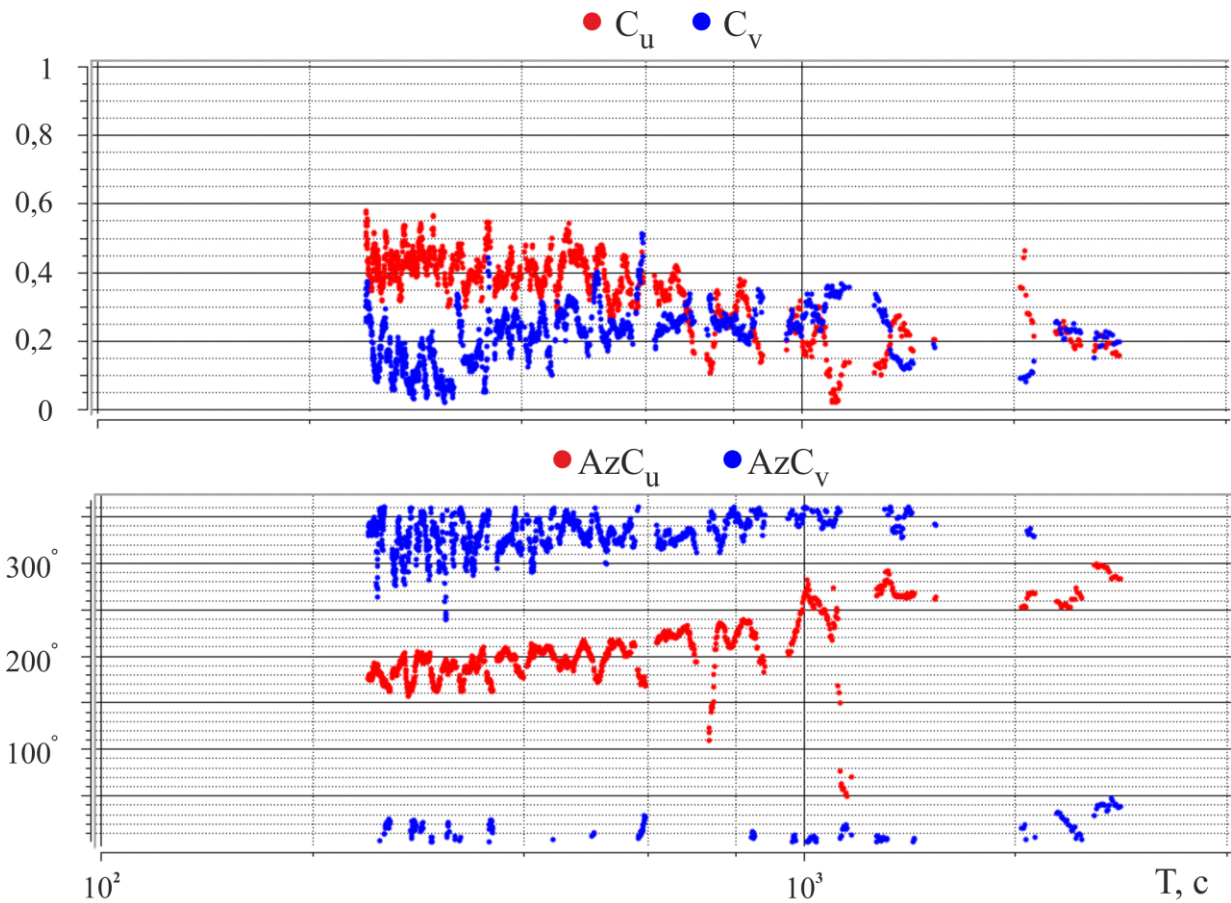


Рис. 4.11. Компоненти типерів C_u і C_v та їх азимути (PTS).

Комплексні індукційні стрілки реальні (C_u) та уявні (C_v), отримані за програмою PTS, в частотному діапазоні понад 200 с відповідають магнітоваріаційним параметрам (ReW і ImW), порохованим за програмою PRC_MTMV. Величина типерів також збігається в частотному діапазоні від 200 до 800 с. На великих T спостерігається відмінність тільки у величині типерів, порохованих за двома програмним комплексам. На $800 < T < 2\,000$ с співвідношення за величиною між C_u і C_v різко (в 3–4 рази) змінюється, на $T > 2\,000$ с вони стають співрозмірними та становлять 0,2 (рис. 4.11). Така поведінка комплексних типерів на великих T свідчить про складну тривимірну глибинну концентрацію телуричних струмів.

Головні напрямки кривих ρ_{Π} (PTS) обрані за полярними діаграмами імпедансних і адмітансних оцінок. Залежно від T , форма полярної діаграми основного Z_{xy} імпедансу змінювалася від колоподібної на $T = 240$ с через овальну на $T = 350$ с до форми «вісімки» в діапазоні, що залишився. Велика вісь

полярної діаграми з відхиленням $\pm 10^\circ$ орієнтована із сходу на захід, менша з тими ж відхиленнями з півночі на південь. В середньому максимальні значення Z_{xy} у 2–2,5 рази перевищують значення додаткового імпедансу Z_{xx} . Тільки на $T > 10\,000$ с значення Z_{xx} ставали співрозмірними зі значеннями Z_{xy} в разі імпедансних оцінок. Форма Z_{xx} у всьому частотному діапазоні представлена чотирипелюстковою діаграмою. Максимальні значення Z_{xy} відповідають мінімальним значенням Z_{xx} . Таким чином, імпедансні діаграми свідчать здебільшого про двовимірну структуру з поверхні і її ускладнення на глибинних горизонтах.

Криві МТЗ в пункті NSN, отримані за двома програмними комплексами, непогано узгоджуються між собою (рис. 4.12). Їх загальний рівень у всьому частотному діапазоні від 7 до 100 Ом·м, співвідношення між кривими (ρ_{pxy} – субмеридіональне, ρ_{pyx} – субширотне) за напрямками вимірювальних ліній, їх форма зберігаються, рівень ρ_{pyx} в 3–4 рази вище ρ_{pxy} . Проте криві, розраховані за програмою PTS, знаходяться в інтервалі від 20 до 100 Ом·м і виходять на глобальні дані, в той час як криві $\rho_{п}$, отримані за програмою PRC_MTMV, мають рівень від 7 до 40 Ом·м і лежать нижче глобальних даних. Мінімуми на кривих $\rho_{п}$ (PTS, PRC_MTMV) спостерігаються приблизно в одному і тому ж частотному діапазоні, на $600 < T < 3\,000$ с (PTS) і від $200 < T < 2\,000$ с (PRC_MTMV).

Фазові криві (PTS) (рис. 4.12, а) до 1 000 с характеризуються позитивними значеннями, що доходять до $+45^\circ$, при цьому діапазон помилки їх визначення широкий і становить близько 45° . В інтервалі $600 < T < 1\,000$ с і $2\,000 < T < 3\,000$ с розташовується мінімум φ_z від 0° до -25° (помилка визначення $\varphi_z = 20^\circ$), які зі збільшенням періоду φ_z поступово зменшуються до рівня глобальних даних.

Фазові криві (PRC_MTMV) (рис. 4.12, б) знаходяться в діапазоні від -20° до -75° , поступово падаючи зі збільшенням T . На кривих є перегин на T близько 100 і 600 с залежно від поляризації електричного поля.

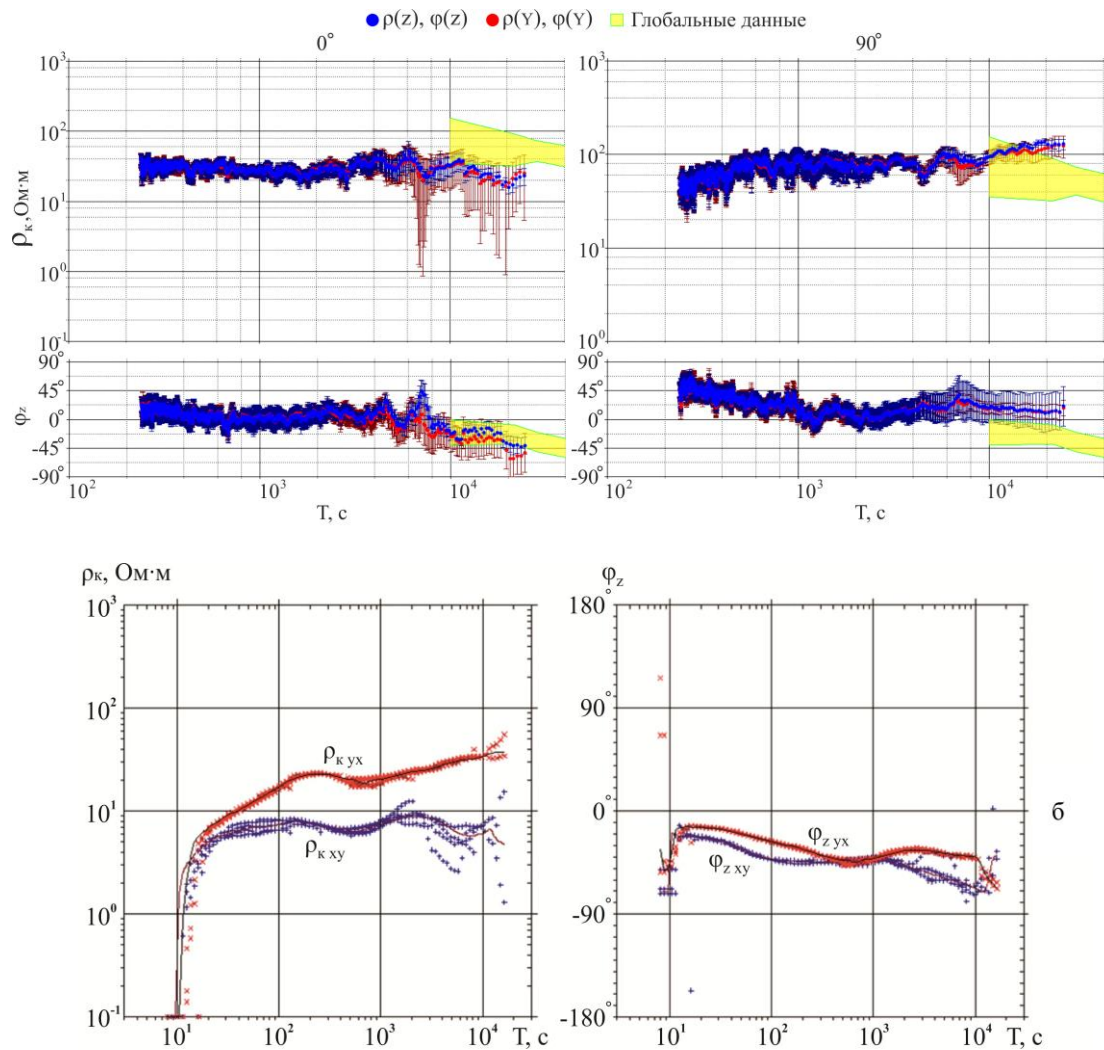


Рис. 4.12. Амплітудні криві позірного опору і фази імпедансу: а – програма PTS ($\rho(z)$, $\varphi(z)$ – по імпедансу, $\rho(Y)$, $\varphi(Y)$ – по адмітансу); б – програма PRC_MTMV.

Фази імпедансу несуть інформацію про відносну зміну питомого електричного опору середовища. Над одновимірним електричним півпростором $\varphi_z = -45^\circ$.

Якісна інтерпретація кривих МТЗ в пункті NSN передбачає наявність першого провідного шару з поверхні з $S \approx 600$ См і другого глибинного або впливу з боку глибинного провідника з верхньою кромкою на 20–30 км $S = 1\,000$ – $4\,000$ См.

Аналіз даних МТЗ. У всіх інших пунктах спостереження проводилися не більше 3 діб, що дозволило використовувати для обробки тільки програмний комплекс PRC_MTMV.

Криві МТЗ (амплітудні і фазові) (рис. 4.13) побудовані згідно з напрямками вимірювальних ліній (відповідно вісь x спрямована на північ, а вісь y – на схід). Ліва частина кривих ρ_{Π} в S -інтервалі містить інформацію про інтегральну електропровідність першого приповерхневого шару і характеризується висхідними гілками зі значеннями S : 600 См (NSN), 500 См (KLD, HLK), 400 См (PTR), 350 См (RDV), 400 См (CKL), 350 См (KLT), в осьовій зоні ДДЗ – 2 000 См (PST, SPG), 1 800 См (OGV), 2 000 См (ABR) (рис. 4.14, г).

У лівій частині профілю (менше 40 км; пункти NSN, KLD, HLK) амплітудні криві МТЗ характеризуються рівнем $\rho_{\Pi y}$ від 4–20 (для $T = 40$ с) до 7–50 Ом·м (для $T = 10\,000$ с), слабо вираженою висхідною гілкою, наявністю широкого мінімуму на $250 < T < 3\,000$ с (див. рис. 4.12). Криві МТЗ для іншої поляризації $\rho_{\Pi x}$ від 5–20 (для $T = 40$ с) до 500–800 Ом·м (для $T = 10\,000$ с), з явно вираженою висхідною гілкою і мінімумом на $400 < T < 2\,000$ с. Максимальна розбіжність кривих для різних поляризацій спостерігається на $T \approx 1\,000$ с, які відповідають мінімумам ρ_{Π} , і досягають майже одного порядку. На відміну від пункту NSN в пунктах KLD і HLK зі збільшенням T розбіжність зменшується, і криві виходять на рівень глобальних даних.

Криві ρ_{Π} в пунктах PTR (50 км) і RDV (68 км) відрізняються як один від одного, так і від поруч розташованих кривих. Якщо в пункті PTR криві для різних поляризацій практично ідентичні: характеризуються висхідною гілкою (від 20 до 80 Ом·м), слабким мінімумом (60 Ом·м) на $T = 1000$ с, що виходять на рівень глобальних даних, то в пункті RDV криві для різних поляризацій, хоча і зберігають однакову форму, а саме, висхідну частину гілки, що прямує від 0,5–8 ($T = 40$ с) до 4–90 Ом·м ($T = 10\,000$ с) і наявність перегинів на $T \sim 1\,000$ с, розходяться майже на два порядки в усьому частотному діапазоні (див. рис. 4.13). Така поведінка кривих, що знаходяться на відстані менше як 20 км за профілем, впевнено свідчить про різко неоднорідну геоелектричну ситуацію з поверхні та передбачає наявність електропровідного об'єкту на глибинах (близько 15 км) у межах пункту RDV.

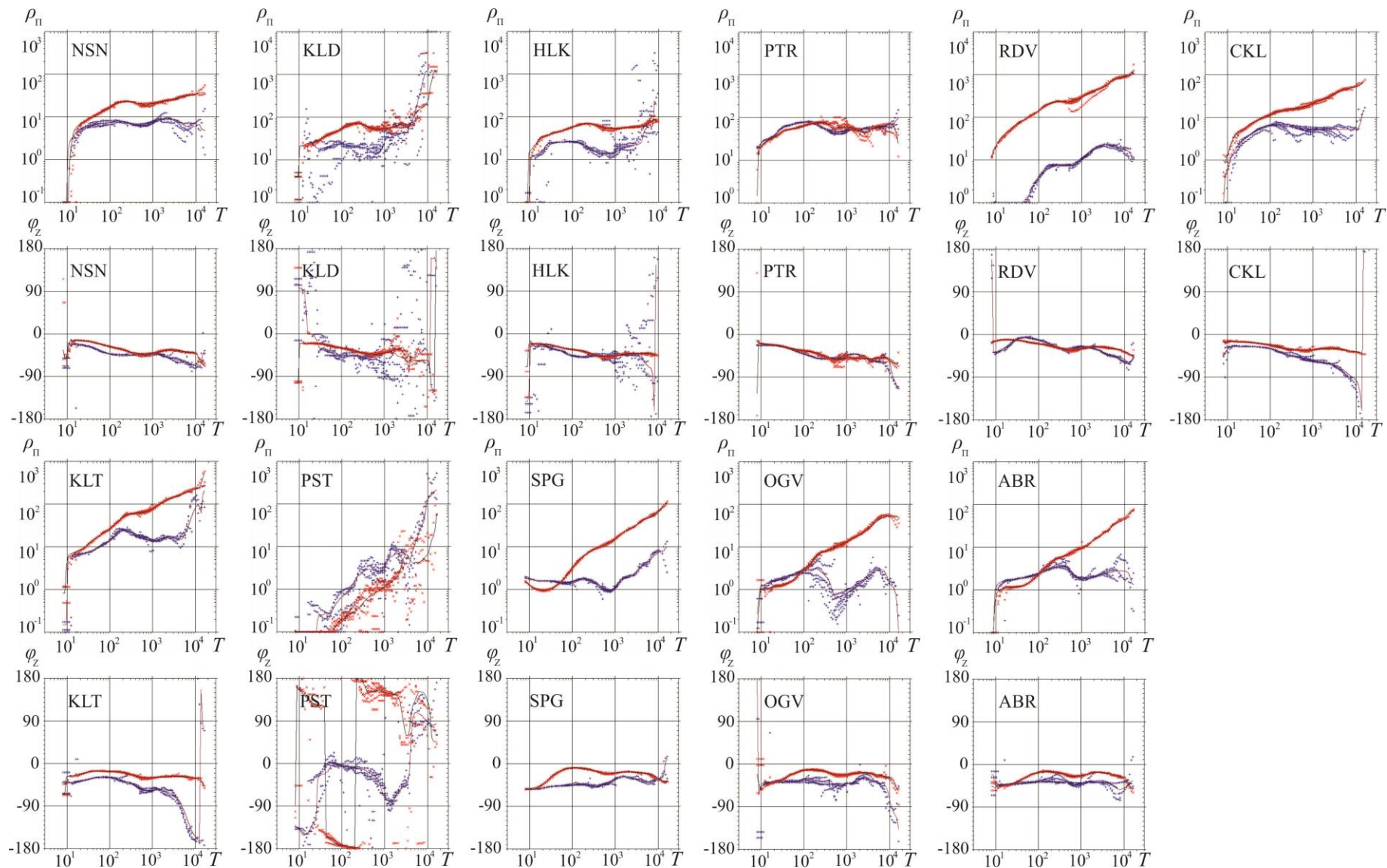


Рис. 4.13. Криві позірного опору. Умовні позначення див. рис. 4.11.

У пунктах СКЛ (85 км) і KLT (100 км) криві МТЗ схожі між собою та характеризуються висхідною гілкою до $T < 100$ с, зі збільшенням T спостерігається розбіжність кривих для різних поляризацій, що сягає більше одного порядку на $T \sim 7\ 000$ с, далі зі збільшенням T розбіжність зменшується і сягає рівня, наближеного до глобальних даних. Таке співвідношення кривих для різних поляризацій свідчить про присутність вираженої аномалії електропровідності з верхньою кромкою на 20–30 км.

На жаль, невисока якість експериментального матеріалу в пункті PST дозволяє лише приблизно судити про розподіл електропровідності. Можна з упевненістю характеризувати криві МТЗ лише висхідною гілкою у всьому діапазоні частот, слабкою розбіжністю кривих для різних поляризацій, що не перевищує 0,5 порядку, і тим, що криві явно гальванічно спотворені і не виходять на рівень глобальних даних. Однак цей пункт, перший за профілем (120 км), потрапляє в область осьової частини ДДЗ та зазнає значного впливу високопровідних поверхневих відкладів.

Криві МТЗ крайніх за профілем трьох пунктів SPG, OGV і ABR (140–200 км) схожі, та характеризуються висхідною гілкою від одиниць до 5–8 Ом·м (для $\rho_{\text{пху}}$) і 60–80 Ом·м для $\rho_{\text{пух}}$. Якщо рівень кривих $\rho_{\text{п}}$ збільшується у всьому частотному діапазоні, то на кривих $\rho_{\text{п ху}}$ проявляється мінімум на $T = 200\text{--}300$ с і розбіжність між кривими сягає майже одного порядку та зберігається зі збільшенням T . Якісна інтерпретація кривих передбачає наявність глибинного провідника з верхньою кромкою від 10 до 50 км.

На коротких T (до 100 с) різниця у рівні кривих для різних поляризацій телуричних струмів незначна і в середньому не перевищує 2, $\rho_{\text{п}}$ відповідає змінам S уздовж профілю (рис. 4.14). При цьому співвідношення кривих для різних частин профілю (до і після 110 км) свідчать про різну орієнтацію течії телуричних струмів.

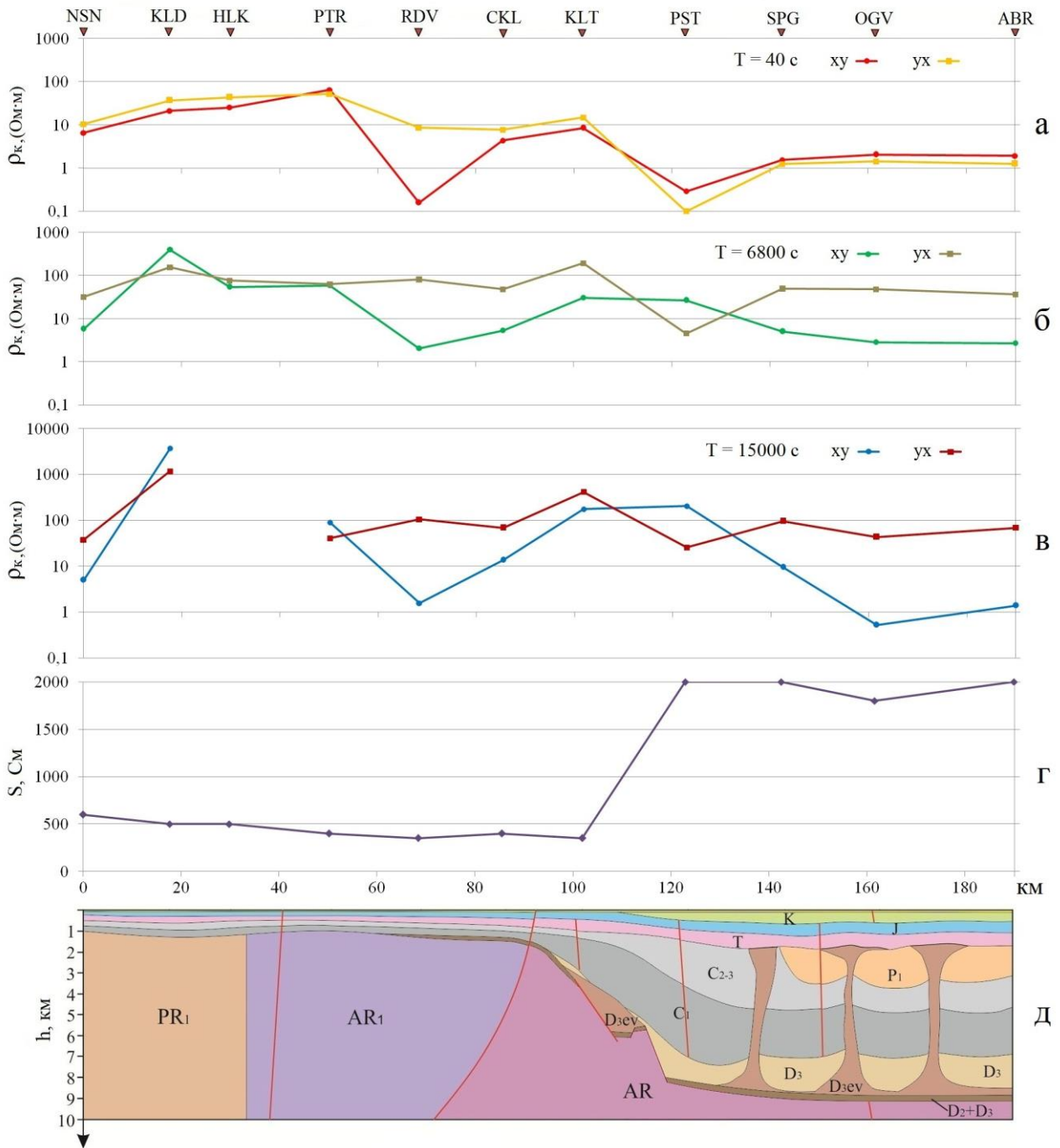


Рис. 4.14. Профільні графіки ρ_{Π} для періодів: а – 40 с; б – 6 800 с; в – 10 000 с; г – графік значень сумарної поздовжньої провідності (S); д – схематичний геологічний розріз (періоди мезозойської ери: К – крейдяний, J – юрський, Т – триасовий; періоди палеозойської ери: P1 – нижній пермський, C1 C2-3 – нижній, середній і верхній кам'яновугільний, D2, D3 – середній і верхній девонський, D3ev – євлано-ливенська (слабосоленосна) товща верхнього девону; PR1 – рання протерозойська ера; AR1 – рання архейська ера) [Гурський, 2007].

Інтерпретація кривих МТЗ дозволила виділити на профілі три частини (рис. 4.14, а, б, в). У першій (0–50 км) – точки NSN, KLD, HLK, PTR – значення ρ_{Π} для різних напрямків вимірювальних ліній ($\rho_{\Pi y}$ – меридіональний напрямок кривої, $\rho_{\Pi x}$ – широтний) збігаються і знаходяться у межах від 10 до 100 Ом·м майже у всьому частотному діапазоні; у другій (50–110 км) – пункти RDV, SKL, KLT – значення $\rho_{\Pi y}$ і $\rho_{\Pi x}$ відрізняються на 1–1.5 порядки, $\rho_{\Pi y}$ в середньому 1–10 Ом·м, в той час як $\rho_{\Pi x} = 10–100$ Ом·м, зі збільшення T розбіжність між кривими для різних поляризацій зменшується і вони виходять практично на рівень глобальних даних; у третій (110–190 км) – пункти PST, SPG, OGV, ABR – значення ρ_{Π} від 1 до 50 Ом·м збільшуються з T . Тоді як для $T > 100$ с, відмінності між $\rho_{\Pi y}$ і $\rho_{\Pi x}$ збільшуються з одного до двох порядків.

Співставлення поведінки даних S і ρ_{Π} для різних T свідчить про наявність глибинної аномалії електропровідності в середній частині профілю і передбачає в східній. Результати якісної інтерпретації кривих МТЗ показали, що мінімальні глибини залягання верхньої кромки провідника змінюються від 20–30 км на південному заході в прибортовій зоні до максимальних значень 50 км в осьовій частині ДДЗ.

Дуже рідко між ρ_{Π} і φ_z зберігається стійка кореляція. У книзі [Бердичевский, Дмитриев, 2009] відзначається, що це залишається однією з головних загадок магнітотелурики, фізичний зміст якої незрозумілий. Фаза імпедансу пов'язана перетворенням Гільберта з позірним опором, але коли спостерігається невідповідність між ними, це пояснюється завадами або поганою обробкою даних. Наведено велика кількість модельних розрахунків, які підтверджують цю невідповідність. Наприклад, над регіональною квазідвовимірною структурою тривимірні приповерхневі неоднорідності утворюють геоелектричний шум, а розраховані амплітудні і фазові криві не відповідають одна одній.

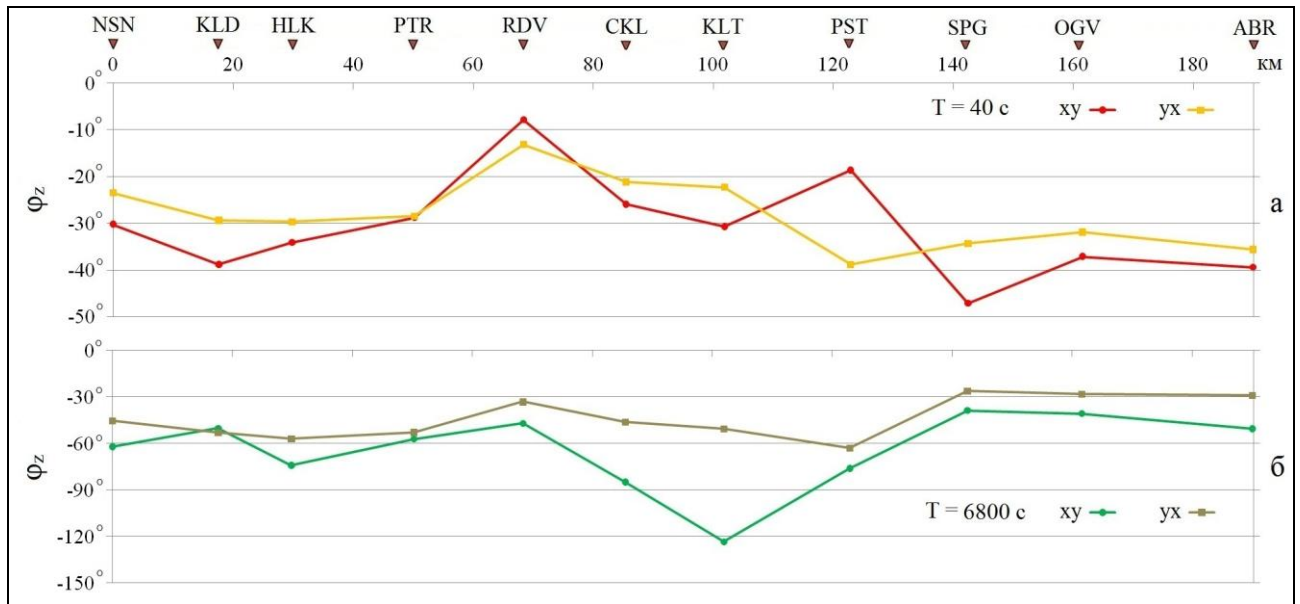


Рис. 4.15. Профільні графіки фази імпедансу (φ_z) для періодів: а – 40 с; б – 6 800 с.

Фаза імпедансу змінюється в широких межах від -5° до понад -50° на коротких, і від -30° до -120° на довгих T (рис. 4.15). Різниця фаз імпедансу для різних поляризацій в середньому сягає діапазону від -10° до -30° . На $T = 40$ с у значеннях менше -45° чітко проявляється східна частина профілю (понад 120 км), яка відповідає високій провідності осадових відкладів осьової частини ДДЗ. На $T = 6\,800$ с фази імпедансу слабо реагують на провідність поверхневих відкладів вздовж профілю. Як і на профільних графіках позірного опору, можна виділити три зони: від 0 до 50 км – φ_z в середньому -60° та майже не відрізняється для імпедансів, розрахованих для різних поляризацій; 50–110 км, та характеризується істотною відмінністю в значеннях фаз імпедансів для різних поляризацій, які сягають свого максимуму на позначці 100 км (KLT) і складають понад 60° ; 110–190 км – фази знаходяться в інтервалі від -30° до -50° , розбіжність між ними становить від 15° до 20° .

Якісна інтерпретація фаз імпедансу свідчить про наявність в центральній частині профілю глибинного провідника, який може бути спричинений Кіровоградською аномалією електропровідності.

Таким чином, спільна інтерпретація амплітудних кривих позірною опором і фаз імпедансу вказує на наявність глибинного провідника в інтервалі профілю від 50 до 110 км, тоді як аномальна поведінка кривих у західній частині профілю, викликана дією Кіровоградської аномалії. В той час як у східній частині поведінка кривих додатково ускладнюється ще й впливом добре провідних осадових відкладів ДДЗ.

Якісна інтерпретація експериментальних МТ/МВ даних дозволила виділити перспективну на нафтогазоносність площу в районі південного борту, що оконтурює центральну частину ДДЗ між населеними пунктами Хорол та Решетилівка (див. рис. 4.10).

Висновки до розділу 4

Результати геоелектричних досліджень методами МТЗ і МВП Брагінсько-Лоевського виступу і Чернігівського блока, проведені для вивчення глибинної будови літосфери північної частини ДДЗ уздовж профілю ГСЗ «Георифт-2013», показали розподіл індукційних параметрів у широкому діапазоні періодів, їх орієнтацію на бортах і мінімальні значення в центрі западини, а також максимальні значення амплітуди горизонтального відгуку і параметри якісної інтерпретації кривих МТЗ. Результати свідчать про наявність декількох аномалій електропровідності, що відповідають як глибинним об'єктам (наприклад, східному закінченню Прип'ятської аномалії електропровідності), так і неглибоким об'єктам у верхній частині фундаменту (3–5 км), витягнутим уздовж осі Чернігівського блока, і близько 8 км на його південному борту.

Поклади нафти і газу тут пов'язують з палеозойським осадовим чохлам і докембрійським фундаментом. Чернігівський блок ДДЗ не розглядається як перспективний на нафтогазоносність район, але в його межах виділено дві площі – Талалаївську і Никонівську. Їх надра характеризуються перетином активізованих розломів різної орієнтації, а також аномальною потужністю

коромантійної суміші і розуцільнених областей на поверхні фундаменту і на глибині 20–30 км.

Північний борт Белгородсько-Сумського мегаблоку. Частотні залежності передавальних операторів МТ/МВ-методів, а саме мінімум на низхідній гілці кривих ρ_{Π} в діапазоні періодів 600–3 000 с, аномальність (вище 1,5) по компоненті M_{yy} горизонтального магнітного тензора, північно-східна орієнтація комплексного індукційного типера з величиною менше 0,2 практично у всьому частотному діапазоні відповідають провіднику на глибині близько 50–150 км.

Аналіз теоретичних і експериментальних даних індукційних параметрів, отриманих при побудові тривимірної моделі Кіровоградської аномалії електропровідності на $T = 2\ 000$ с, показав, що на глибині 50–160 км в верхах мантиї спостерігається зниження питомого опору порід. Також район характеризується неоднорідним розподілом швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль, причому в межах Кіровоградської аномалії електропровідності.

Південний борт центральної частини ДДЗ. В роботі [Тектоника..., 2015] виділені прогностні нафтогазові площі кристалічного фундаменту ДДЗ за комплексом геолого-геофізичних методів. Профіль Несено Іржавець–Абрамівка перетинає південно-східну частину прогностної Глидинцівської площі (див. рис. 4.10), яка характеризується наявністю коромантійної суміші потужністю 2–5 км, що властиво нафтовим і нафтоконденсатним родовищам, а також роздробленістю і розуцільненням в кристалічному фундаменті і консолідованій корі на глибинах 20–30 км, що обумовлено великим вузлом перетину зон розломів різних систем.

У монографії [Шеремет и др., 2016 с. 62–116] в центральній частині ДДЗ геоелектричні дослідження за профілем «Георифт» Полтава–Чернігів на глибині 10–35 км виділяється низькоомна аномалія під нафтовими родовищами і ланцюжком соляних куполів, де на глибині до 6 км відзначені три перспективні площі, які ототожнюються з нафтогазовими покладами.

За аналізом експериментальних даних МТЗ і МВП виділено аномальну область на глибині 20–30 км, де Кіровоградська аномалія електропровідності

перетинає південний борт (Лохвицький блок) і осьову (Полтавський блок) частину ДДЗ, і підтверджена, висновками в роботах [Тектоника..., 2015; Шеремет и др., 2016, с. 62–116], перспективні прогнози нафтогазоносні площі. Глибинні аномалії електропровідності можуть бути пояснені проникненням флюїдів з кори і мантії і є важливим джерелом для всіх наступних процесів формування нафтогазових родовищ.

Природа аномалії електропровідності, з одного боку, може бути пов'язана з підвищеною проникністю порід, в області яких розвиваються флюїдні системи та виникає міграція флюїдів, що спричиняє утворення родовищ вуглеводнів [Тектоника..., 2015], з іншого, пояснюватись як результат «вуглеводневого дихання Землі» [Летников, 2002; Тимурзиев, 2015; Шеремет и др., 2016, с. 116]. У цих роботах передбачається, що рідкі та газоподібні вуглеводні в осадовій товщі постачаються з кореневого провідника графітової природи, що залягає в кристалічному фундаменті. Його просторове положення збігається зі скупченнями нафти у осадовому чохлі, що їх перекриває.

Такою структурою в межах УЩ є глибинна Криворізько-Кременчуцька розломна зона [Яценко, 1998], з якою пов'язано просторове розташування графітоносних областей в породах фундаменту, проявляється в геомагнітних варіаціях як Кіровоградська аномалія. В роботі [Бурахович, Кулик, 1999] сформульовані уявлення про її флюїдно-графітову природу.

Згідно з результатами 3D геоелектричного моделювання [Анциферов, 2006], саме на цих глибинах знайдені аномальні структури, які підтверджуються новими експериментальними МТ/МВ спостереженнями. Крім того, нові експериментальні дані дозволили підтвердити і деталізувати раніше виділені нафтогазоносні ділянки, а саме прогнозу нафтогазо-перспективну Глидинцівську площу в фундаменті ДДЗ. Аномалія пов'язана з його південно-східною частиною і продовжується на південний схід на 20 км. Інформацію про існування провідника, виділеного за результатами МТЗ [Шеремет и др., 2016, с. 62] на глибині 10–35 км, та провідника, що передбачається за новими даними як границі занурення верхньої кромки до глибин 20–30 км у південно-західному

напрямку, можна підтвердити лише тривимірним геоелектричним моделюванням. Виділена в даній роботі аномальна область частково збігається з перспективною Підгородською площею (див. рис. 4.10) [Шеремет и др., 2016, с. 62].

Таким чином, вивчення електромагнітних параметрів і природи аномалій електропровідності в надрах Землі дозволяє, по-перше, визначити сліди проходження глибинних процесів, по-друге, намітити взаємодію різних глибинних горизонтів, виявити перспективні на нафтогазоносність ділянки земної кори.

Перелік використаних джерел до розділу 4

1. Астапенко, В. Н. (2012). *Земная кора и мантия территории Беларуси по магнитотеллурическим данным*. Минск: Экономпрес.
2. Арсирій, Ю. А., Витенко, В. А., Палий, А. М., & Цыпко, Ф.К. (Ред.) (1984). *Атлас геологического строения Днепровско-Донецкой впадины. Обзорная тектоническая карта юго-западной части Восточно-Европейской платформы*. Киев: Министерство геологии УССР.
3. Багдасарова, М. В. (Ред.). (2009). Современная геодинамика нефтегазоносных территорий и поствулканические гидротермальные системы в их недрах: *IV Всероссийский симпозиум по вулканологии «Вулканизм и геодинамика», Петропавловск-Камчатский: ДВО РАН*. Витягнуто з: http://www.ipng.ru/files/_01db36e2-21fc-4b38-8fca-8f0dafab0d50-Bagdasarova_22_09_2009.pdf.
4. Белоконь, Т. В. (2000). О глубинной нефтегазовой геологии. *Результаты глубокого и сверхглубокого бурения, проблемы нефтегазоносности и рудоносности* (С. 5—13). Пермь: КамНИИКИГС.
5. Бердичевский, М. Н., & Дмитриев, В. И. (2009). *Модели и методы магнитотеллурики*. Москва: Научный мир.

6. Бондар, Г. М. (2017). Роль постседиментаційних процесів в утворенні колекторських властивостей гірських порід. *Мінеральні ресурси України*, (4), 21—23.
7. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (1999). Кваситрехмерная геоэлектрическая модель Кировоградской аномалии электропроводности. *Геофиз. журн.*, 21(2), 120—125.
8. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (2000). Модель электропроводности земной коры Украины. *Физика Земли* (10), 48—56.
9. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (2007). Трехмерная модель Кировоградской аномалии электропроводности. *Геофиз. журн.*, 29(1), 45—55.
10. Варенцов, И. М., Соколова, И. Ю., & Мартанус, Е. Р. (2003). Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований ВЕАР. *Физика Земли*, (2), 30—61.
11. Доленко, Г. Н., Ляшкевич, З. М., Алехина, М. А., & Шнюков, Е. Ф. (1991). *Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Наук. думка.
12. Анциферов, А. В. (Ред.) (2006). *Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчуцкой шовно зоны Украинского щита*. Киев: Наук. думка.
13. Белявский, В. В., & Кулик, С. Н. (Ред.) (1998). *Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий*. Киев: Знання.
14. Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., Логвинов, И. М., Пинчук, А. П., & Тарасов, В. Н. (1996). Геоэлектрическая модель тектоносферы Припятского прогиба *Геофиз. журн.*, 18(5), 71—79.
15. Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Дудик, А. М., Николаев И. Ю., Дудик, С. А., Кушнир, А. Н., ... Агаркова, Н. Г. (2016). *Геоэлектрические и геохимические исследования при прогнозировании углеводородов в Украине*. Киев: Компринт.

16. Гордиенко, В. В. (2014). Глубинные процессы и сейсмичность. *Геофиз. журн.*, 36(1), 19—42.
17. Гордиенко, В. В. (2011). Активизация тектоносферы и месторождения углеводородов. *Геофиз. журн.*, 33(3), 75—101.
18. Губин, И. А. (2008). Выделение геологических неоднородностей по данным метода МТЗ. *Записки Горного института*, 176, 168—171.
19. Гордиенко, В. В., Гордиенко, И. В., Завгородняя, О. В., Ковачикова, С., Логвинов, И. М., Пек, Й., ... Усенко, О. В. (2006). *Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Корвін пресс.
20. Анциферова, А. В. (Ред.) (2009). *К проблеме оценки сейсмической опасности территории Днепро-Донецкого промышленного региона*. Донецьк: УкрНДМІ НАН України.
21. *Карта структур східного нафтогазоносного регіону України за станом на 1.01.2009 [Карта]*. (2009). Львів: УкрДГРІ.
22. Кисмерешкин, В. П., Коржубаев, А. Г., & Сысоев, Б. К. (2009). Метод магнитотеллурического зондирования для прогноза нефтегазоперспективных зон и определения залежей углеводородов в малоразмерных структурах. *Нефтяное хозяйство*, (9), 22—25.
23. Эпов, М. И., Антонов, Е. Ю., Поспеева, Е. В., Напреев, Д. В., Санчаа А. М., Потапов, В. В., & Плотников, А. Е. (2014). Комплекс электромагнитных и геохимических методов для нефтепоисковых исследований в Западной Сибири. *Геология и геофизика*, 55(5-6), 962—977.
24. Корепанов, В. Е., & Трегубенко, В. И. (2009). Особенности построения и тенденция развития современной аппаратуры для МТ и МВ зондирований. *Геофиз. журн.*, 31(4), 181—190.
25. Кушнир, А. Н., Бурахович, & Т. К., Ширков, Б. И. (2016). *Аномалии электропроводности сейсмоактивных регионов юга Восточно-Европейской платформы на территории Украины. Глубинное строение, минералогия, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-*

Европейской платформы и сопредельных регионов. Воронеж: Научная книга.

26. Кушнир А. Н., Кулик С. Н., & Бурахович Т. К. (2013). Сейсмичность платформенных регионов Украины в областях аномалий электропроводности. *Физика Земли*, (3), 1—10.
27. Левенштейн, М. Л., Павленкова, Н. И., & Баранова, Е. П. (1971). Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геологич. журн.*, 31(2), 77—82.
28. Летников, Ф. А. (2001). Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза. *Геология рудных месторождений*, 43(4), 291—307.
29. Летников, Ф. А. (2002). Дегазация земли как глобальный процесс самоорганизации: *Международная конференция памяти академика П.Н. Кропоткина «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ»*, Москва: ГЕОС.
30. Лукин, А. Е. (1997а). *Факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах и критерии прогноза нефтегазоносности*. Киев: Наук. думка.
31. Лукин, А. Е. (1997б). *Литогеодинамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах*. Киев: Наукова думка.
32. Лукин, А. Е. (2007). О включениях природных высокотемпературных сплавов со структурами твердофазного распада в коллекторах нефти и газа на больших глубинах. *Доповіді Національної академії наук України*, (10), 106—111.
33. Лукин, А. Е. (1999). О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природных углеводородно-генерирующих систем). *Геол. журн.*, (1), 30—42.
34. Лукин, А. Е. (2014). Углеводородный потенциал больших глубин и перспективы его освоения в Украине. *Вісник НАН України*, (5), 31—36.
35. Ляшкевич, З. М., & Завьялова, Т. В. (1977). *Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Наук. думка.

36. Дмитриев, В. И., Яковлев, А. Г., Голубцова, Н. С., Пушкарев, П. Ю., Куликов, В. А., Хмелевской, В. К., & Шустов, Н. Л. (2014). Магнитотеллурический метод и научная школа геофизиков: *Научная конференция, посвящённая 70-летию кафедры геофизики в Московском университете "Геофизика в МГУ. Вчера. Сегодня. Завтра. 1944-2014"*. Москва: Сампринт.
37. Метод МТЗ. (2017). Витягнуто з: <http://nw-geo.ru/geophysics/tech/amt/>
38. МТЗ в Болгарии. (2004). Витягнуто з.: <http://nw-geo.ru/geophysics/oil-and-gas/bulgary/>
39. МТЗ в Прикаспийской впадине. (2005). Витягнуто з: <http://nw-geo.ru/geophysics/oil-and-gas/caspian/>
40. Нефтегазопоисковые работы в Боливии. (2017). Витягнуто з: <http://nw-geo.ru/geophysics/oil-and-gas/нефтегазопоисковые-работы-в-боливии/>
41. Николаевский, В. Н. (1996). *Геомеханика и геофлюидодинамика*. Москва: Недра.
42. Омельченко, В. Д., & Кучма, В. Г. (2013). Раздробленность земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геодинамика*, 15(2), 54—55.
43. Орлюк, М. И., & Друкаренко, В. В. (2013). Физические параметры пород осадочного чехла северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.*, 35(2), 127—136.
44. Орлюк, М. И., Сумарук, Т. П., Сумарук, Ю. П., & Роменець, А. О. (2014). Оцінка вкладу індукційних струмів у вікову варіацію геомагнітного поля (за даними українських геомагнітних обсерваторій). *Геофиз. журн.*, 36(2), 111—120.
45. Орлюк, М. И., Роменець, А. О., Сумарук, П. В., Сумарук, Ю. П., & Сумарук, Т. П. (2012). Пространственно-временная структура магнитного поля Земли территории Украины: оценка вклада внутренних и внешних источников. *Геофиз. журн.*, 34(3), 137—145.

46. Рейснер, Г. И., & Иогансон, Л. И. (1999). Региональный прогноз потенциальной сейсмичности и нефтегазоносности. *Бюлл. МОИП.*, 74(3), 3—13.
47. Рокитянский, И. И. (1975). *Исследование аномалий электропроводимости методом магнитовариационного профилирования*. Киев: Наукова думка.
48. Сафронов, О. Н. (2012). Геодинамически активные зоны и перспективы уточнения сейсмического районирования территории Украины. *Геодинаміка*, 12(1), 152—157.
49. Кендзера, А. В., Трипольский, А. А., Пигулевский, П. И., Гурова, И. Ю., & Щербина, С. В. (2016). Современная сейсмическая активизация Днепровско-Донецкого палеорифта. *Доповіді Національної академії наук України*, (1), 65—70. <http://dx.doi.org/10.15407/dopovidi2016.01.065>
50. Старостенко, В. И., & Русаков, О. М. (Ред.) (2015). *Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Галактика.
51. Гурський, Д. С. (Ред.) (2007). *Тектонічна карта України*. Київ: Державна геологічна служба.
52. Хуторской, М. Д., Тевелева, Е. А., Цыбуля, Л. А., & Урбан, Г. И. (2010). Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии – сравнительный анализ. *Георесурсы*. 2(34) 27—35.
53. Тимурзиев, А. И. (2015). Мантийные очаги генерации углеводородов: геолого-геофизические признаки и прогнозно-поисковые критерии картирования; закономерности нефтегазоносности недр как отражение разгрузки в земной коре мантийных УВ-систем. *Тектоника и стратиграфия*, 42, 114—159.
54. Куприенко, П. Я., Макаренко, И. Б., Старостенко, В. И., Легостаева, О. В., & Савченко, А. С. (2010). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.*, 23(6), 175—214.

55. Гейко, В. С., Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А., Бугаенко, И. В., & Заец, Л. Н. (2005). Трехмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии (юго-запад ВЕП). *Геофиз. журн.*, 27(5), 927—939.
56. Тригубович, Г. М. (2013). Электромагнитная разведка флюидонасыщенных коллекторов: результаты и ближайшие перспективы: *VI Всероссийская школа семинар имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по Электромагнитным зондированиям Земли*. Новосибирск: ИНГГ СО РАН.
57. Фельдман, И. С. (2009). Геоэлектрические исследования в прогнозе нефтегазоносности: *EAGE International Conference and Exhibition*. Ташкент: EAGE.
58. Ширков, Б. И., Перестюк, О. В., & Кушнір, А. М. (2015). Геоелектричне дослідження Белгородсько-Сумського мегоблока північного борту Дніпровсько-Донецької западини. *Геофиз. журн.*, 37(5), 176—182.
59. Шуман, В. Н., & Савин, М. Г. (2011). Математические модели геоэлектрики. Киев: Наукова думка.
60. Кушнір, А. Н., Бурахович, Т. К., Ширков, Б. И., & Джаошвили, В. Б. (2017). Электромагнитные исследования северного склона центральной части Украинского щита. *Допов. Нац. акад. наук Укр.* (10), 60—69. doi: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.10.060>
61. Белявский, В. В., Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., & Сухой, В. В. (2001). *Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Знание.
62. Яценко, В. Г. (1998). Закономерности пространственного расположения проявлений графита на УЩ. Аспекты металлогении Украины. *Сб. науч. тр. ГНЦ радиогеохим. окруж. среды НАН и МЧС Украины*, 254—270.
63. Baysorovich, M. M., Tregubenko, V. Iv., & Nasad, A. G. (1998). Geoelectric heterogeneities of Ukraine`s lithosphere. *Геол. журн.*, (1), 23—35.

64. Glover Paul, W.J., & Adam, A. (2008). Correlation between crustal high conductivity zones and seismic activity and the role of carbon during shear deformation. *Journal of Geophysical Research*, 113. doi: 10.1029/2008JB005804
65. Kulik, S. N. (2004). *High conductivity anomalies in the Continental Earth Crust. Proceed. of the Institute of fundamental studies*. Kyiv: Logos.
66. Kushnir, A. M., Burakhovych, T. K., & Ilyenko, V. A. (2018). Electromagnetic studies of the central part of the southern Dnieper- Donets Basin slope: *XVIIth International Conference .Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects*. Kiev.
67. Semenov, V. Yu., (2000). On the apparent resistivity in magnetotelluric sounding. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 36(1), 99—100.
68. Varentsov, Iv. M. (2007). Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. *Electromagnetic sounding of the Earth's interior. Methods in geochemistry and geophysics*, 40, 259—273.

РОЗДІЛ 5

ГЛИБИННА ГЕОЕЛЕКТРИЧНА БУДОВА ПІВНІЧНОЇ ДОБРУДЖІ ТА ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО ПРОГИНУ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ 3D МОДЕЛЮВАННЯ

У розділі детально розглянуто Північну Добруджу – частина Добрузько-Кримсько-Кавказької області, що простягнулася від Північної Добруджі через Крим, Великий Кавказ і Апшеронський прогин у Копетдаг до меридіана Уралу. Ця область відрізняється деякими особливостями, характерними для рухливих поясів і насамперед, слабкою деструкцією кори на початку альпійського етапу розвитку.

Північна Добруджа – складчасто-зсувна структура завширшки близько 50 км, що простягається в північно-західному напрямку на 200 км. Гірський Крим не з'єднується з Північною Добруджою, однак простежується під водою на 50 км. Цілком можливо, що структури Тейссейре–Торнквіста вже беруть участь у формуванні цієї області Альпійсько-Гімалайського рухомого поясу.

Насамперед цікавий той факт, що область досліджень, як і вся північна гілка Євразійського поясу, супроводжується аномаліями електропровідності в земній корі і верхній мантії [Старостенко и др., 2013; Burakhovych, Kushnir, 2014; Burakhovych et al., 2015].

У тектонічному відношенні область досліджень належить західній частині Причорноморського прогину [Чекунов и др., 1976], приуроченого до зони зчленування древньої СЄП і молоді СП (див. рис. 1.2 та 5.1). В його межах виділено: північний борт, розташований на давньому докембрійському фундаменті, південний борт – на молодому складчасто-метаморфізованому герцинсько-кіммерійському фундаменті СП і осьову частину грабенів – в зоні зчленування різновікових платформ. Докембрійський фундамент СЄП в осьовій частині Причорноморської западини зчленовується з Причорноморським шовним грабеном – глибокої субширотною депресією. Шовна зона складена товщею мезо-кайнозойських відкладів потужністю до 8 км і включає в себе Переддобрудзький палеозойський (Молдавський грабен) і Північно–Кримський

прогини. Добре відомо, що тектонічні границі та границі фундаменту СЄП не збігаються між собою [Хаин, 2001].

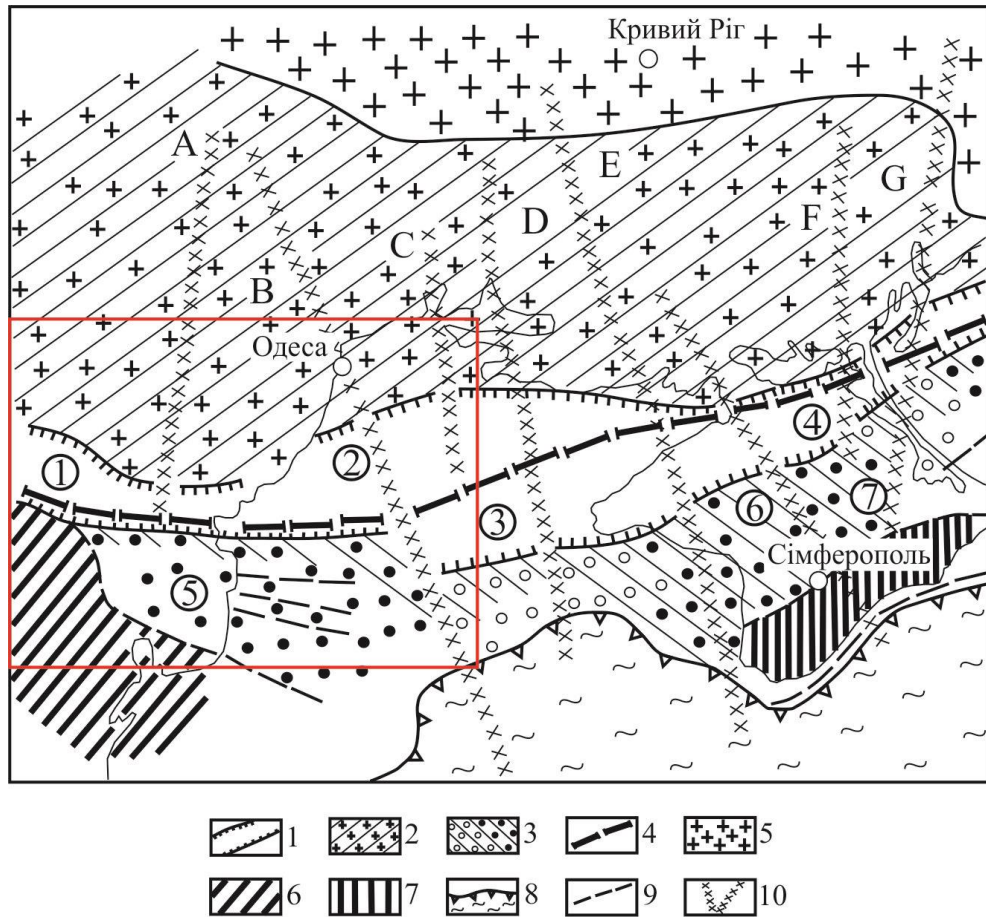


Рис. 5.1. Область дослідження і тектонічні одиниці Причорноморської западини згідно [Чекунов и др., 1976]: 1 – осьова зона грабенів з обмежувачими розломами; 2 – північний борт з давнім дорифейським фундаментом; 3 – південний борт з молодим герцинсько-кіммерійським фундаментом (чорні і світлі кружки – відносно підняті і опущені ділянки фундаменту відповідно); 4 – границя стародавньої СЄП і молодої СП; 5 – оголена частина УЩ. Виходи на земну поверхню складчастих структур: 6 – Добруджа; 7 – Гірський Крим; 8 – Чорноморська западина і її контур; 9 – молоді розломи; 10 – давні глибинні розломи (А – Фрунзенський, В – Одеський, С – Очаківський, D – Кіровоградський, Е – Криворізький, F – Конкський, G – Оріхів-Павлоградський). Цифри в кружках – грабени: 1 – Молдовський, 2 – Криловський, 3 – Одеський (Каркінітський), 4 – Сиваський; структури Скіфської плити: 5 – Кілійське підняття, 6 – Сімферопольсько-Євпаторійське підняття, 7 – Новоцарицинський виступ.

Західна частина осьової зони Причорноморського прогину включає Бирладський, Переддобрудзький і Криловський прогини. Західна границя Бирладського грабена невідома і перекрита потужною осадовою товщею Передкарпатського прогину [Хаин, 2001].

Переддобрудзький прогин – грабеноподібна структура складної будови, виконана платформними палеозойськими і тріасово-юрськими відкладами. Прогин зчленовується зі складчастими спорудами Добруджі по серії великих розломів північно-західного простягання. Три грабеноподібні зони мають єдину історію геологічного розвитку, всі вони остаточно сформувалися в докрейдяний період на відміну від східних депресій Причорноморської западини, які в крейдяному періоді активно розвивалися.

5.1. Геоелектричні дослідження північної Добруджі та Переддобрудзького прогину

Область аномально високої електропровідності вперше була відкрита в результаті експериментальних досліджень в області бухтоподібних геомагнітних варіацій [Рокитянский и др., 1979], а в подальшому підтверджена МТ роботами в діапазоні 0,1–2 000 с уздовж геотраверса Кілія–Кривий Ріг–Харків [Соллогуб, 1988]. За результатами аналізу поперечних кривих МТЗ було зроблено припущення про наявність в районі Переддобрудзького прогину провідного шару в мантії на глибині 80 км з сумарною провідністю 1 500 См та провідника, витягнутого в меридіональному напрямку. В роботі [Рокитянский и др., 1979] свого часу було висловлено припущення про існування так званої Чорноморської гілки – південного продовження корової Карпатської аномалії електропровідності.

За результатами двовимірною моделювання за профілем м. Лаз–м. Бирлад [Кулик и др., 1995] було показало, що електропровідна структура вулканічного хребта є південним закінченням корової Карпатської аномалії електропровідності, приуроченої до Вигорлат-Гутинської вулканічної зони. Цей

висновок підтверджений експериментальними МВ спостереженнями [Pinna et al., 1982].

Геоелектричні дослідження румунських вчених показали, що під Південними Карпатами є локалізована витягнута область високої електропровідності [Stanica et al., 1999]. Чітко видно, що дуга Карпат (з Карпатською аномалією електропровідності) відокремлює всю систему від Північної Добруджі (з Переддобрудзькою аномалією електропровідності), зокрема у зоні розломів Печеніга-Камена.

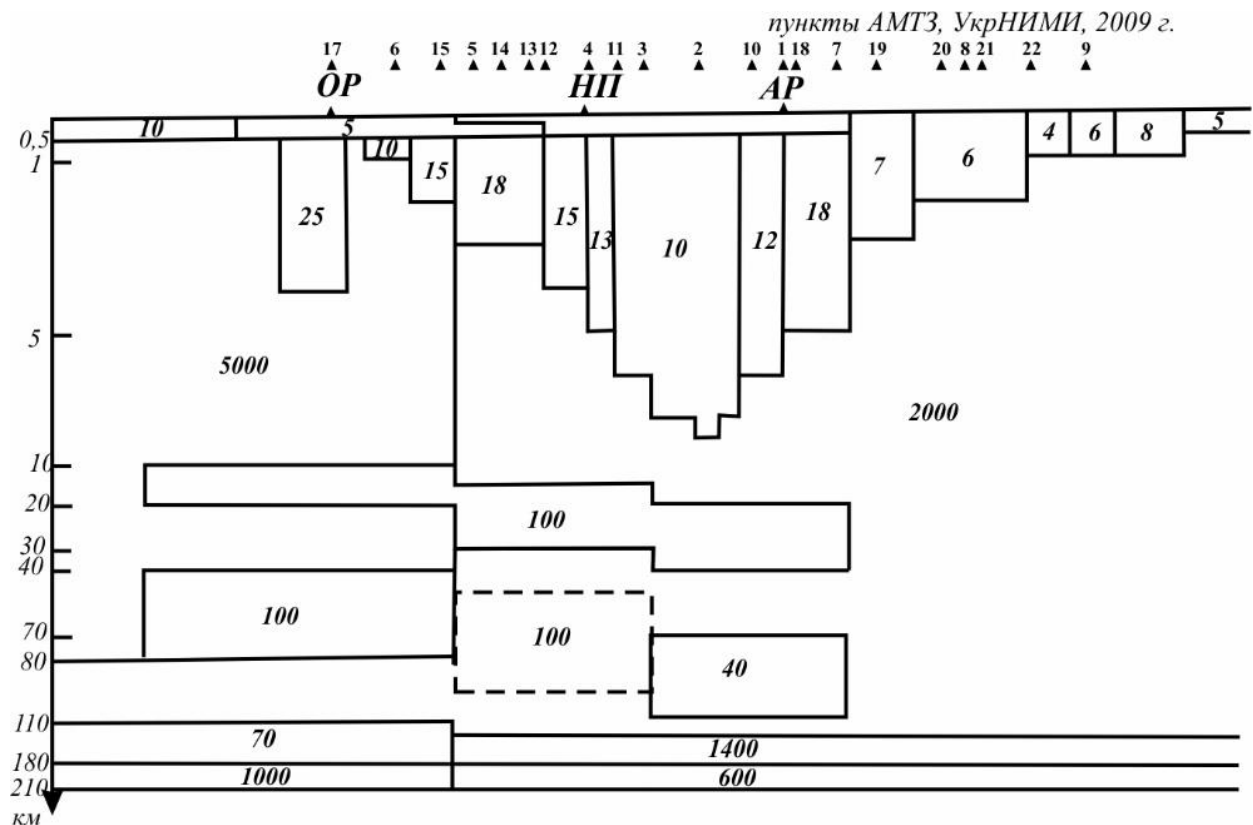


Рис. 5.2. Геоелектрична модель за даними двовимірного моделювання [Бурахович и др., 1995]. Значення питомого електричного опору наведено у Ом·м. Глибше 210 км розподіл електроопору відповідає нормальному розрізу Східноєвропейської платформи. Пункти ГМТЗ: ОР – Орловка, НП – Новопокрівка, АР – Арциз.

У Переддобрудзькому прогині були проведені глибинні дослідження МТЗ і МВП [Бурахович и др., 1995] у широкому діапазоні періодів поля геомагнітних варіацій. По результатам цих досліджень було розраховано двовимірну модель,

що характеризується серією електропровідних шарів з різними параметрами (рис. 5.2). По-перше, це шар у верхній частині земної кори, покрівля якого занурюється від 10 до 20 км з півдня на північ в межах прогину потужністю 10–20 км і провідність 100–200 См відповідно. По-друге, два електропровідних об'єкта передбачаються у верхній частині мантії: перший (на півдні) на глибині 40–80 км з інтегральної провідністю 400 См, другий (на півночі) на глибині 70–110 км з інтегральної провідністю 100 См. Їх ширина становить 70 і 45 км відповідно. Ці провідники можна з'єднати вставкою з $S = 450$ См на глибині 50–95 км.

Ця модель в цілому підтверджує висновки про наявність електропровідних зон в земній корі і верхній мантії, що висвітлені у більш ранніх роботах. Водночас отримані нові результати дозволили уточнити положення і електропровідність передбачених аномальних об'єктів [Соллогуб, 1988; Рокитянский и др., 1979]. Проте існують й принципові відмінності глибинної моделі від наведеної у роботі [Соллогуб, 1988]. Вони полягають, насамперед у тому, що електропровідні шари у верхній мантії простягаються уздовж Переддобрудзького прогину на відміну від представлених в роботі [Соллогуб, 1988], де вказується на субмеридіональне простягання «астеносфери».

На основі даних МВП були побудовані квазітривимірні плівкові моделі Карпатського регіону [Бурахович, 2004], де окремим об'єктом представлена область зчленування Скіфської, Мізійської плит і Добруджі (електропровідність становить 5 000 См, глибина 10 км).

Аналіз моделі розподілу сумарної поздовжньої провідності в надрах Карпатського регіону показав, що області аномально високої електропровідності Західних Карпат приурочені до зони зчленування флішових Карпат та покривів Внутрішніх Карпат, включаючи Пенінську і Мармароську зони. Аномалія Південних Карпат приурочена до зони зчленування внутрішніх покривів, що відокремлюють Паннонію від Трансільванії, і Південних Карпат, а не до Передкарпатського прогину. Аномалія західної частині УЩ і його схилу (Чернівецько-Коростенська) можливо з'єднується з флішовою зоною Східних

Карпат і Мармароським поясом. Західні відгалуження цієї аномалії збігаються з зоною зчленування південно-західного обмеження ССП і СП.

Можна припустити наявність кількох структур з аномально високою електропровідністю, можливо, не зєднаних гальванічно: Карпатська аномалія електропровідності [Zhdanov et al., 1986], пов'язана з флішовими Карпатами і Пенінським поясом; аномалія Передкарпатського прогину Східних Карпат, пов'язана з Чернівецько-Коростенською; аномалія Південних Карпат з Добрузькою аномалією електропровідності.

Завдяки сучасним електромагнітним дослідженням Переддобрудзького прогину та Північної Добруджі, що проводились командою спеціалістів УкрНІМІ у 2009 р., було побудовано 2D модель даного регіону. Початкові моделі (рис. 5.3) базуються на основі геоелектричного розрізу за результатами 1D інверсії.

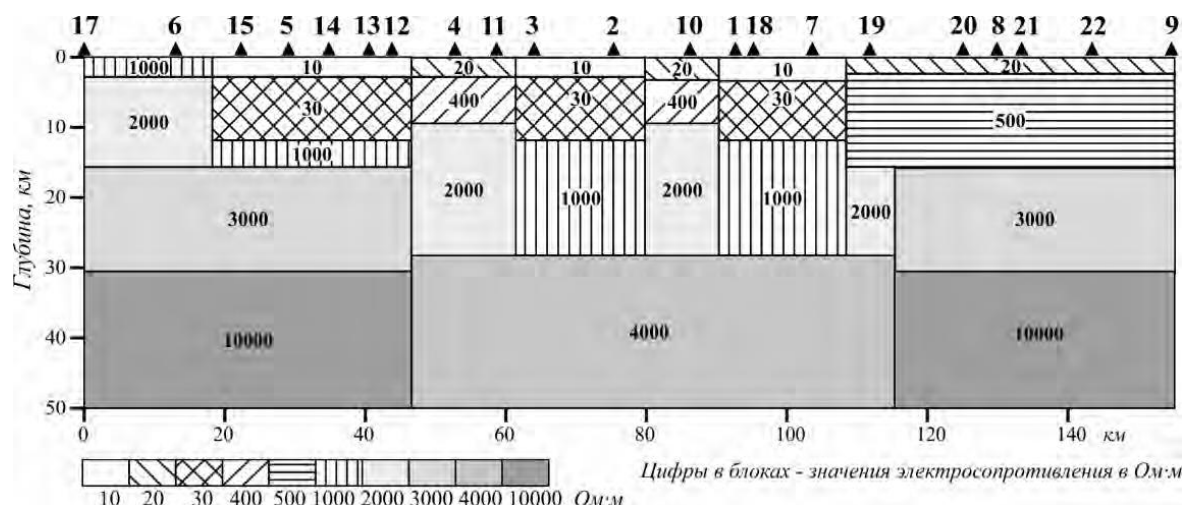


Рис. 5.3. Блокова геоелектрична двовимірний модель за профілем Рені–Біляївка [Шеремет и др., 2016].

Блоки з пониженим опором у пунктах ПК 15–12, ПК 3, 2 та ПК 1–7 відповідають низькоомним ділянок розрізу за даними 1D інверсії і електроопору осадових порід геологічного розрізу. Також в основу виділення високоомних блоків були покладені уявлення про опір порід фундаменту на різних глибинах і положення цих блоків на геоелектричному розрізі за даними 1D інверсії.

5.1.1 Сучасні експериментальні дослідження методами МТЗ і МВП у Північній Добруджі і Переддобрудзькому прогині

У районі Північної Добруджі та Переддобрудзькому прогині в 2009–2012 рр. були виконані експериментальні спостереження змінного низькочастотного електромагнітного поля Землі по трьох регіональних профілях (Рені–Біляївка, Кілія, Ізмаїл), а також в здовж субширотного профіля DOBRE та у пункті ГМТЗ в районі о-ва Зміїний, які доповнили та покращили попередні дослідження [Рокитянский и др., 1979; Соллогуб, 1988; Бурахович и др., 1995] (рис. 5.4).

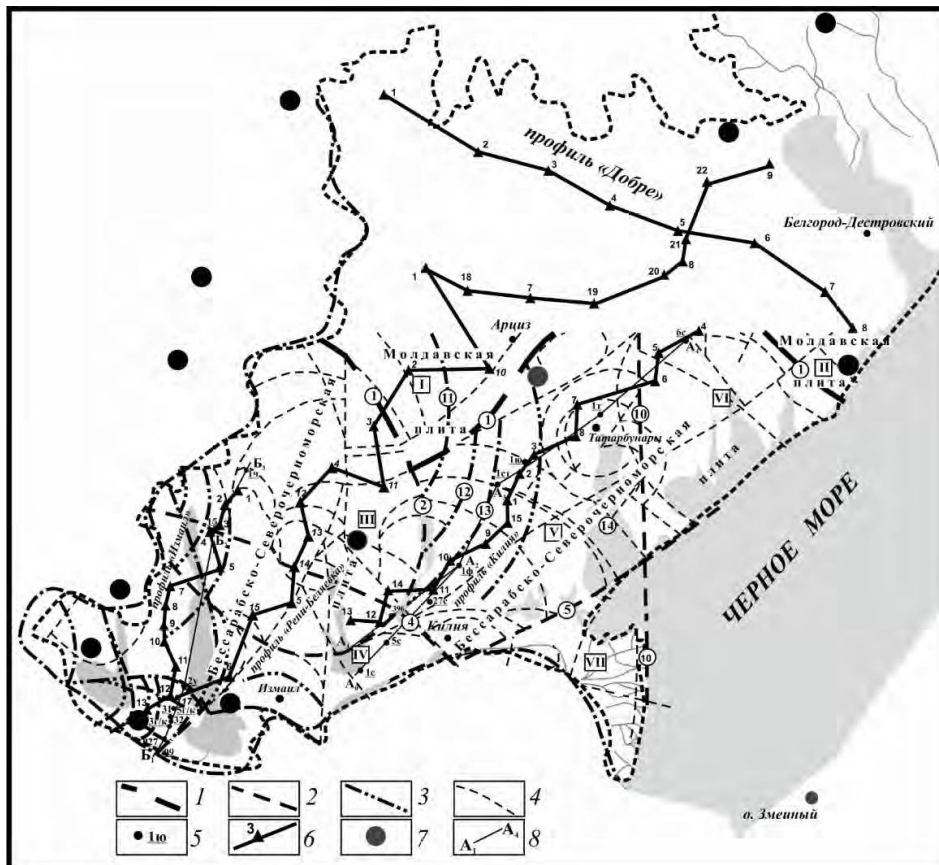


Рис. 5.4. Карта фактичних електромагнітних досліджень на тектонічній схемі (ГРГП «Причорноморгеологія», Мокряк І.М., 2010) [Шеремет и др., 2016]: Розривні порушення (цифри у кружках): 1 – головні розломи, що розділяють структури першого порядку (плити) в межах СЄП; 2 – другорядні

розломи, що розділяють структури другого порядку (великі блоки в межах виділених плит); 3 – крутопадаючі підкидо-насуви, що розділяють скиби різного порядку; 4 – другорядні розломи, що розділяють структури третього порядку (блоки другого порядку, грабен-синкліналі, горст-антикліналі, скиби); 5 – свердловини; 6 – профілі і пункти МТЗ, МВП і АМТЗ (2009–2010 рр.); 7 – попередні дослідження [Рокитянский и др., 1979; Соллогуб, 1988; Бурахович и др., 1995]; 8 – геологорозвідувальний профіль.

1 – Чадир-Лунгський; 2 – Владичень-Муравлівський; 4 – Болград-Суворовський; 10 – Саратський; 11 – Каменський; 12 – Новоселівський; 13 – Плоцький; 14 – Баштанський.

Молдавська плита, блоки: I – Арцизький, II – Миколаївський. Бесарабсько-Північночорноморська плита, блоки: III – Горохівський; IV – Нижньодунайський; V – Баштанський; VI – Маразлієвський; VII – Чорноморський.

Профіль «DOBRE» У 2010 р. в північній частині Переддобрудзького прогину на границі з південною частиною Причорноморської западини, А.М. Кушніром, Г.М. Зайцевим та Б.І. Ширковим були проведені експериментальні польові роботи методами МТЗ і МВП. Кількість пунктів вимірювань з синхронним записом 8, відстань між ними 20–25 км, тривалість вимірювань у польових пунктах до п'яти діб. Всі пункти спостережень вишиковуються у один субширотний профіль під власною назвою «DOBRE» завдовжки 110 км (див. рис. 5.4). Вісім пунктів спостережень розташовано: Ганнівка (ПК 01); Ламбрівка (ПК 02); Старосельське (ПК 03); Благодатне (ПК 04); Успенівка (ПК 05); Монаші (ПК 06); Черкеси (ПК 07); Адамівка (ПК 08).

Результати експериментальних спостережень були оброблені за допомогою програмного комплексу PRC_MTMV [Varentsov, 2007]. Комплексні індукційні стрілки в широкому діапазоні періодів T зображені на (рис. 5.5), типові амплітудні і фазові криві ρ_{Π} за напрямками вимірювальних ліній представлені на рис. 5.6, їх псевдорозрізи – на рис. 5.7.

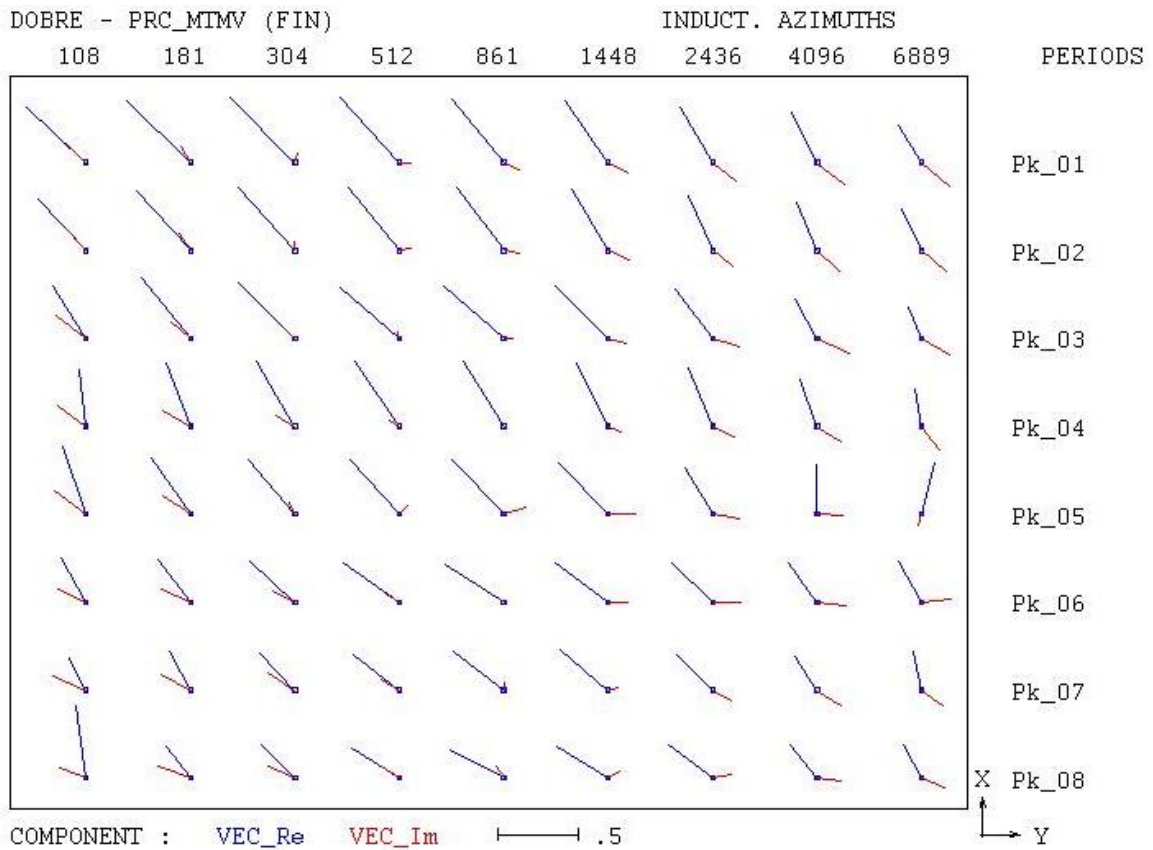


Рис. 5.5. Комплексні типери у широкому діапазоні періодів по профілю «DOBRE», ПК 1-8 [Шеремет и др., 2016].

Практично у всіх пунктах зберігається північно-західний напрямок дійсної компоненти типера, середня величина якого 0,3 на сході та 0,5 на заході профілю (див. рис. 5.5). Максимум частотної характеристики відповідає $T = 500\text{--}900$ с. Саме на цих T спостерігаються мінімальні значення уявної компоненти, напрямок якої збігається з напрямком дійсної при $T < 500$ с і змінюється на протилежний (південно-східний) для $T > 900$ с. Таким чином, величина і орієнтація індукційних стрілок, зареєстрованих на північному борту, відображають як мінімум високу електропровідність до 1 000 См поверхневих осадових відкладів в осьовій частини Переддобрудзького прогину. На $T > 3\ 600$ с величина типерів менше 0,3, орієнтація переважно північна. Поведінка векторів на пікетах ПК 04 та ПК 05 може вказувати на присутність більш глибокого провідника субмеридіонального простягання.

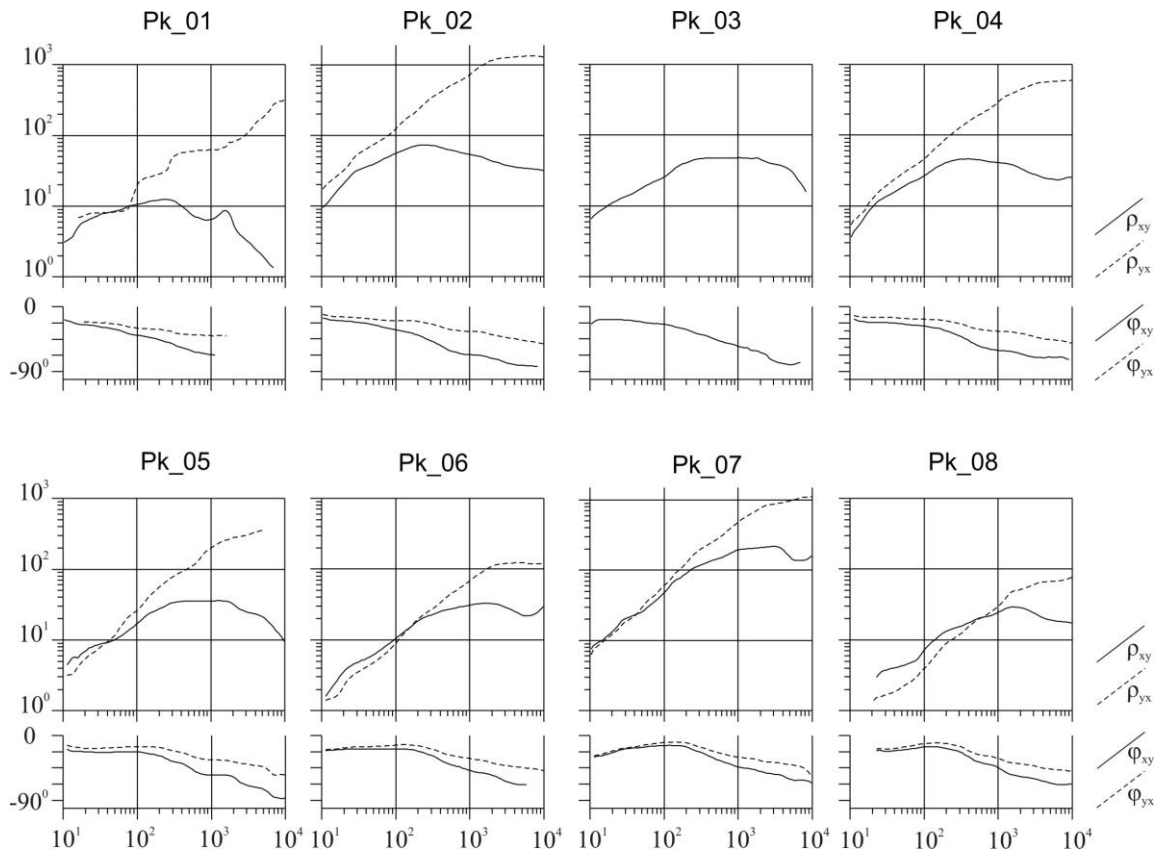


Рис. 5.6. Типові амплітудні і фазові криві МТЗ профілю «DOBRE» [Шеремет и др., 2016].

Амплітудні і фазові криві МТЗ (див. рис. 5.6) побудовані за напрямками вимірювальних ліній. Практично всі амплітудні криві ρ_{Π} характеризуються висхідними гілками від декількох десятків до понад 1 000 Ом·м на заході (ПК 2), від 10 до 500 Ом·м в центрі (ПК 5) та до сотень одиниць Ом·м на сході (ПК 7) профілю, які відображають добре електропровідні осадові відклади близько 300–700 та понад 1 000 См.

Максимальні значення ρ_{Π} досягаються на $T \approx 1\,000$ с. Розбіжності кривих МТЗ, отриманих для різних поляризацій телуричного струму, проявляються переважно при $T > 100$ с. Зі збільшенням T вони сягають більше одного порядку, при цьому практично у всіх пунктах зберігається співвідношення рівня між кривими – ρ_{xy} лежать вище ρ_{yx} . Така ситуація свідчить про субширотне простягання поверхневої електропровідної структури та неоднорідний розподіл телуричних струмів у земній корі регіону.

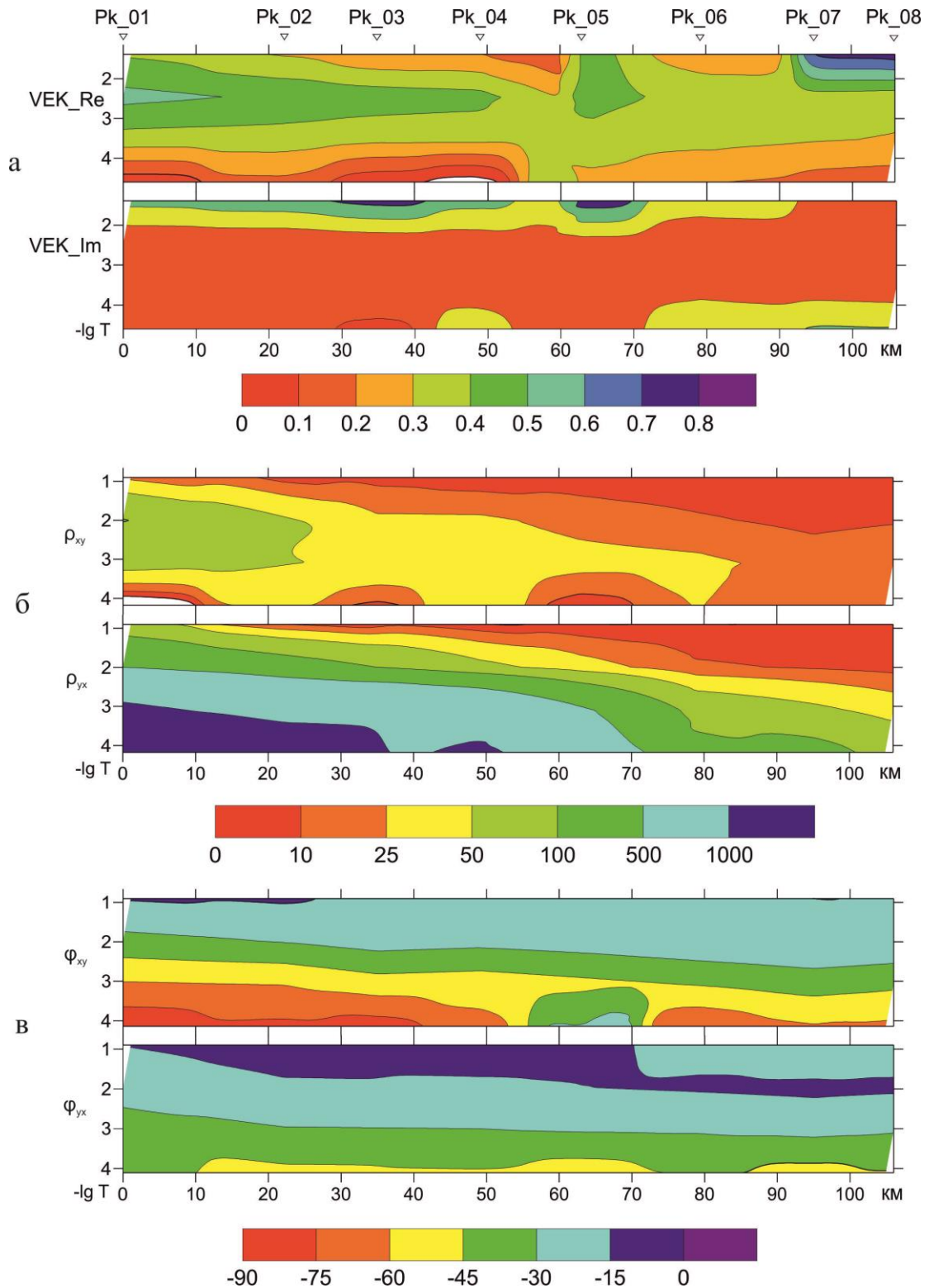


Рис. 5.7. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж профілю «DOBRE»: а – значення компонент типерів VEC_Re і VEC_Im; б – значення позірного опору амплітудних кривих ρ_{xy} і ρ_{yx} ; в – фазові ϕ_{xy} і ϕ_{yx} криві імпедансу. Вертикальна шкала – $-\lg T$; горизонтальна шкала у кілометрах.

Результати геоелектричних досліджень по профілях Кілія, Ізмаїл, Рені–Біляївка. Геоелектричні дослідження методами АМТЗ і МТЗ в північній Добруджі за профілями Кілія та Ізмаїл (див. рис. 5.4) виявили в фанерозойських осадових відкладах ряд аномалій електропровідності. Найцікавішою з них є низькоомна аномалія на глибині 20 км, виявлена на профілі Кілія тут спостерігається знижена потужність кори гранітного типу (30–40 км), поруч розташований астеноліт та регіональний мінімум сили тяжіння і області локального підвищення теплового потоку.

Профіль Рені–Біляївка перетинає з південного заходу на північний схід складчасту структуру Прутського виступу Північної Добруджі, Переддобрудзький палеозойський прогин і Переддобрудзьку (Молдавську) юрську западину (див. рис. 5.4). Геоелектричний розріз за профілем Рені–Біляївка (див. рис. 5.3) свідчить про наявність блоків аномального опору в раніше виявлених геологічних структурах з потужними товщами (до 10 км) осадових порід. Область низькоомних аномалій утворює суцільну смугу від ПК 6 до 19 з середньою глибиною 15 км і максимальною глибиною 25 км між ПК 13 і 11.

Розгорнуту інформацію про результати досліджень за цими профілями можна знайти у наукових працях УкрНІМІ [Геоэлектрические..., 2016].

5.1.2. Глибинні МТ/МВ зондування о. Зміїний

Проблема дефіциту енергоресурсів вимагає нових підходів, які зможуть узагальнити всю інформацію про фізико-хімічні процеси формування і накопичення вуглеводнів, а також їх прояви у фізичних полях. Багато вчених дотримуються точки зору, що ці процеси за своїм характером глибинні і пов'язані з глибинними флюїдами й дегазацією земних надр.

У Чорному морі поклади вуглеводнів формуються в різних за морфологією пастках [Лукин, 2006, 2008]. Згідно з сучасними поглядами вчених [Бембель и др., 2004; Лукин, 2006, 2008; Мегеря, 2009], водень, піднімаючись з

мантійних глибин до поверхні, може вступати в реакцію з різними формами вуглецю, що й зумовлює формування вуглеводнів. Перенесення вуглеводнів у верхні частини земної кори є одним із проявів процесу дегазації [Старостенко и др., 2011].

Дегазація нерозривно пов'язана з вертикальними і субвертикальними зонами руйнування гірських порід, які проявляються зонами змін напружено деформаційного стану. Зазвичай такі зони характеризуються контрастними геолого-геофізичними властивостями, в тому числі і геоелектричними, оскільки заповнені добре електропровідним флюїдом.

Головним тектонічним елементом північно-західного шельфу Чорного моря є СП, де виділяються тектонічні структури з різним генезисом, історією розвитку, типом фундаменту і осадового чохла [Шнюкова, 1987]. На півночі СП межує з СЕП, на півдні – з Західночорноморською западиною. В даний час тут виділяють п'ять тектонічних елементів: Переддобрудзький прогин, Одеський і Губкинський вали (їх східні частини), Карпінський прогин і Чорноморсько-Каламітський вал.

Острів Зміїний розташований в північно-західній частині Чорного моря. Територія являє собою область накладення СЕП і більш молодих плит та складчастих комплексів. Границі платформи і більш молодих утворень проходять в області субширотного «шовного» розлому. На північ від о. Зміїний до широти гирла лиману Сасик виділяються два горстові підняття, які асоціюються з блоками складчастого фундаменту СП – Зміїноострівним і Вилківський.

Щільнісні характеристики у північно-західній частині Чорного моря досить мінливі як по латералі, так і по вертикалі. Позитивна аномалія гравітаційного поля безпосередньо під о. Зміїний і на південь від нього [Кабан, 2001] свідчить про розущільнення гірських порід в земній корі. Також даний район характеризується підвищеними значеннями теплового потоку [Kutas et al., 1998]. Розподіл швидкостей в надрах регіону складний і нерівномірний, в розрізі виділяються декілька хвилеводів

[Бугаенко и др., 2008], до їх границь приурочені гіпоцентри землетрусів [Старостенко и др., 2005], найбільш поширені південніше і західніше о. Зміїний [Козленко и др., 2009].

Північно-західний сектор шельфу Чорного моря знаходиться в зоні впливу Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області – структурного елемента Північнокавказько-Мангишлоцької нафтогазоносною провінції [Корценштейн, 1977]. У північно-західній частині Чорноморського шельфу розробляється вісім родовищ, найбільші з них – Одеське, Голіцинське, Штормове і Архангельське. Промислові скупчення вуглеводнів виявлені у відкладах верхньої крейди, палеоцену, еоцену, майкопа і міоцену.

У 2012 р. на о. Зміїний Інститутом геофізики ім. С.І. Субботіна були проведені експериментальні ГМТЗ та МВП спостереження [Кушнір, Ширков, 2013а, б]. Обробку даних було виконано за допомогою програмного комплексу PRC_MTMV [Varentsov, 2007] і програми PTS [Семенов, 1985; Ладанівський, 2003]. В результаті отримано криві ρ_{Π} та типери в широких діапазонах періодів $T = 300\text{--}18\,000$ с (за програмою PTS) і $10\text{--}10\,000$ с (за допомогою програми PRC_MTMV), а також полярні діаграми ρ_{Π} .

Обробка за допомогою програми PTS. Полярні діаграми ρ_{Π} (рис. 5.8) отримані за допомогою функції імпедансу (зліва) та адмітансу (праворуч). Практично на всіх періодах вони відображають однакову поляризацію струму, близьку до напрямів північ–південь та захід–схід, відхиляючись від них не більше ніж на 20° , хоча амплітуди часто різняться у кілька разів. Полярні діаграми є чітким індикатором розмірності геоелектричних структур і свідчать про складну тривимірну будову.

Амплітудні і фазові криві ρ_{Π} (рис. 5.9) більш якісно відображають опір на довгих періодах (особливо при імпедансній оцінці) понад $1\,000$ с. Вони наведені в головних напрямках, визначених за полярними діаграми, і складають 10° і 90° . Потрібно відзначити, що ρ_{Π} на всіх T знаходяться в діапазоні від $1\,000$ до $10\,000$ Ом·м. Амплітудна крива значно «піднята» відносно глобальних

даних, що можна пояснити сильним шифт-ефектом, що виникає в електромагнітному полі на невеликому острові при значній електропровідності навколишнього середовища (S_{oc} від 1 000 до 2 000 См). Водночас фазові криві чітко потрапляють у діапазон глобальних даних.

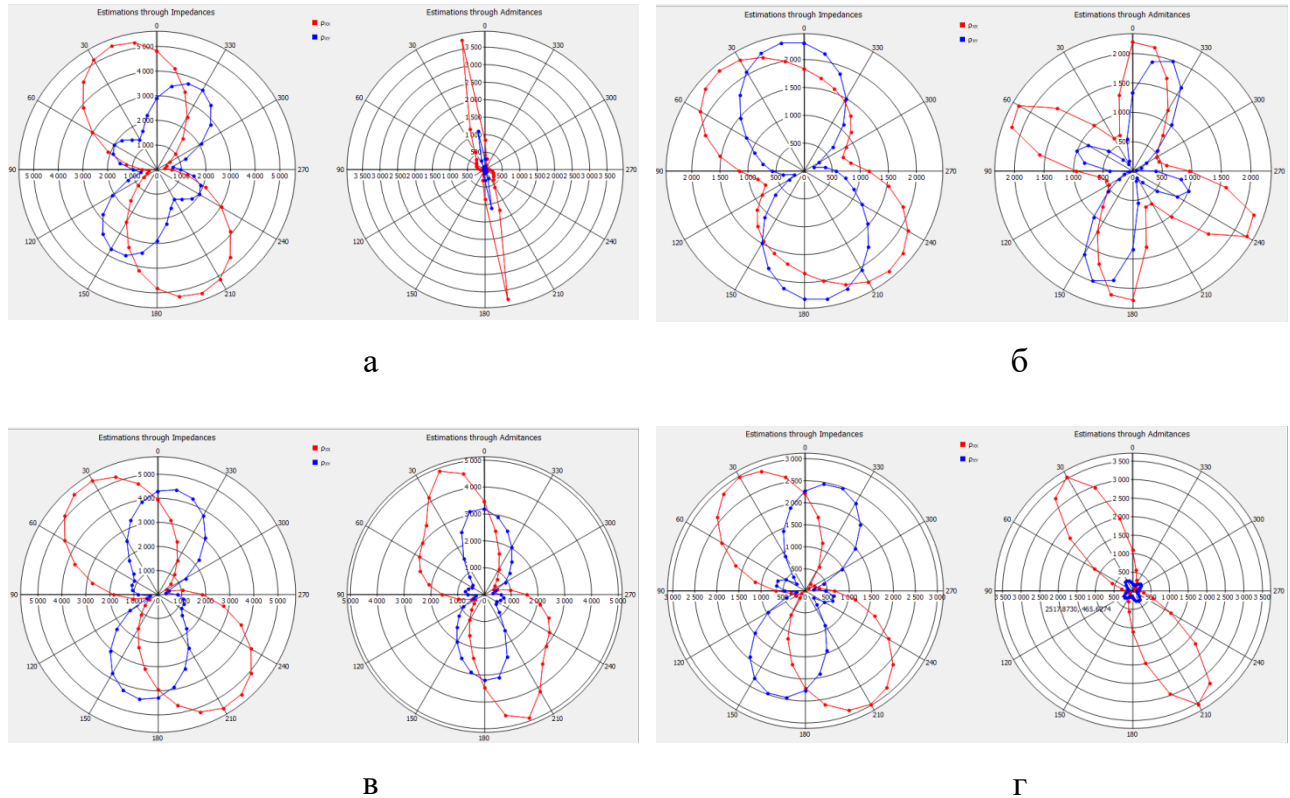


Рис. 5.8. Полярні діаграми для періодів 300 с (а), 1 000 с (б), 4 000 с (в) і 25 000 с (г).

На коротких T важко визначити співвідношення величин дійсної (C_u) та уявної (C_v) компонент типера, в середньому можна вважати, що вони рівні 0,3–0,4, а різниця в азимутах близько 90° (рис. 5.10). На $T = 600$ с спостерігається максимум частотної характеристики C_u , який становить 0,4, при цьому значення C_v мінімальне. Азимути типерів C_u в цьому діапазоні 275 – 285° , тобто вони орієнтовані на північний захід, а C_v – на північнийсхід (близько 50°). При збільшенні T відбувається поступовий розворот типерів у східному напрямку і зменшення їх до 0,2.

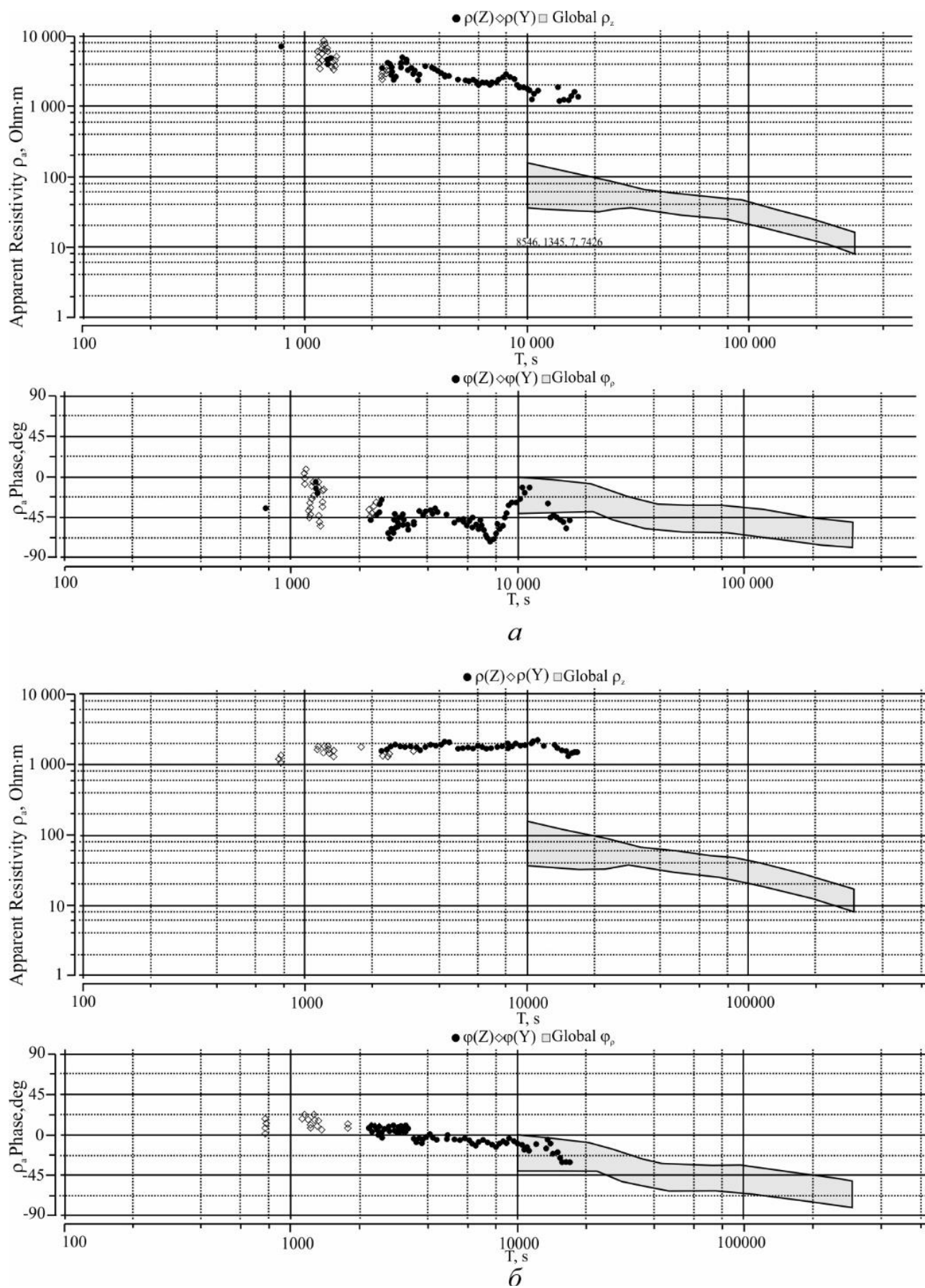


Рис. 5.9. Криві позірного опору і фазові криві ρ_{xy} , ϕ_{xy} (а) і ρ_{yx} , ϕ_{yx} (б).

Таким чином, практично всі параметри, отримані при обробці за програмою PTS, передбачають складну глибинну будову району досліджень.

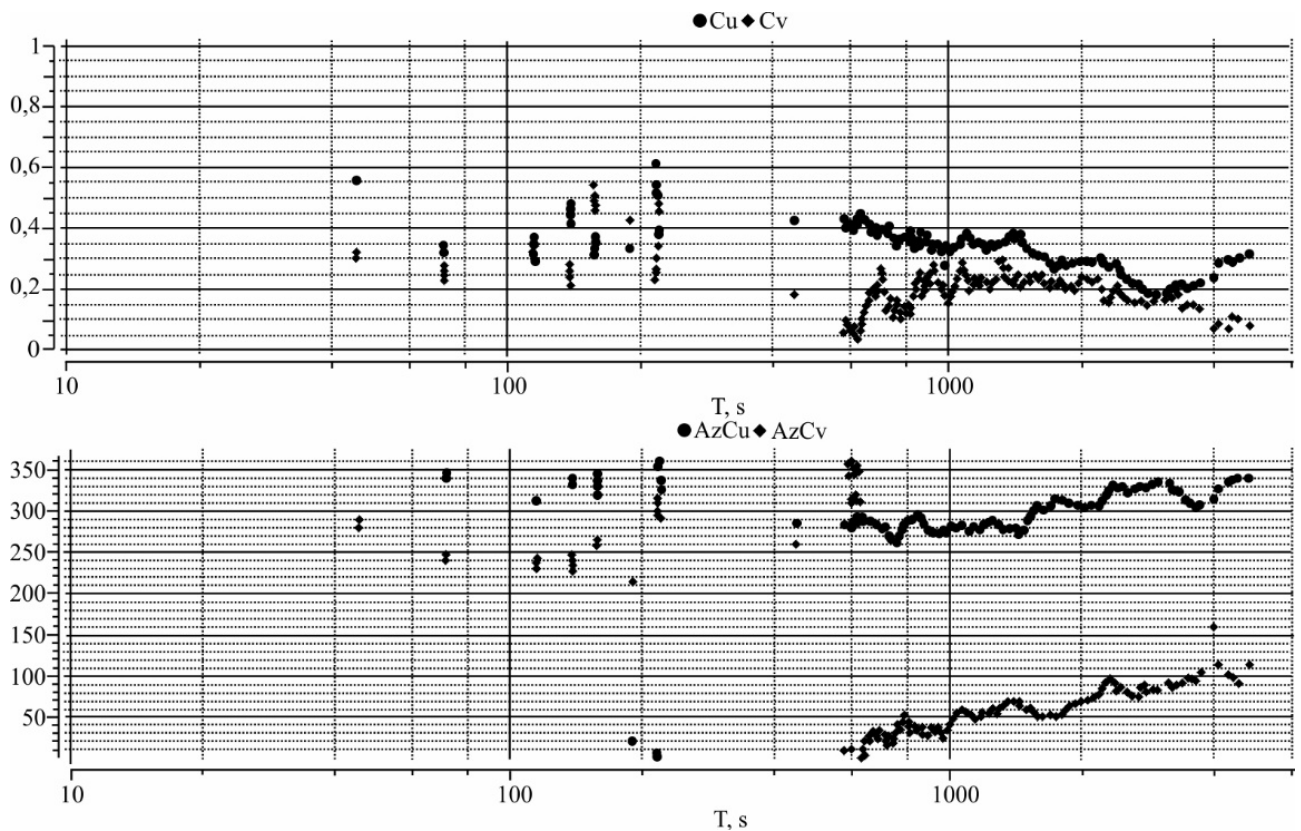


Рис. 5.10. Компоненти типерів C_u і C_v та їх азимути.

Обробка за допомогою програми PRC_MTMV дозволила отримати ρ_{II} на значно коротших періодах – від 20 с (рис. 5.11, а).

Криві ГМТЗ для різних напрямків вимірювальних ліній характеризуються збільшенням ρ_{II} від декількох сотень до 3 000–5 000 Ом·м на $T < 100$ с, далі на цьому ж рівні простежується пологий максимум і на $T > 1\,000$ – $2\,000$ с намічається зниження величини ρ_{II} . Обидві криві схильні до гальванічного спотворення, їх рівень на цілий порядок перевищує глобальні дані.

Якісний аналіз передбачає наявність провідників переважно субширотного простягання на глибині близько 50 км.

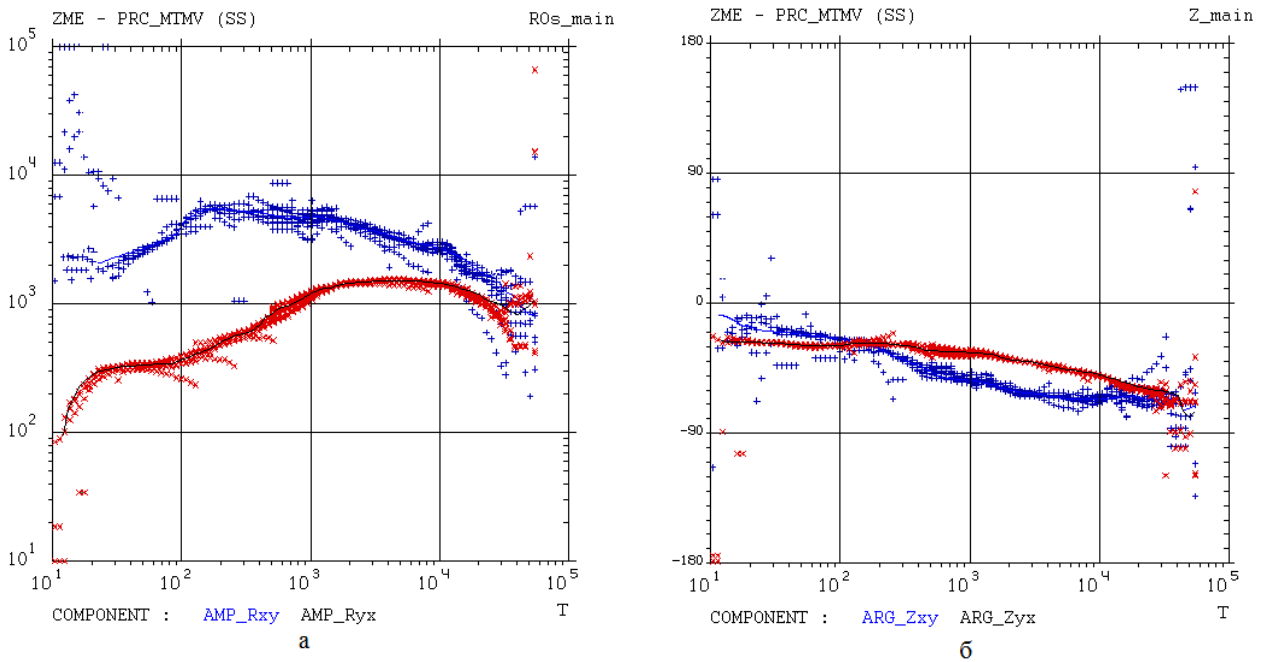


Рис. 5.11. Криві GMTЗ о. Зміїний (синім кольором показано субмеридіональна (ρ_{xy}), червоним – субширотна (ρ_{yx}) складові та фази імпедансу відповідно), отримані за допомогою програми PRC_MTMV.

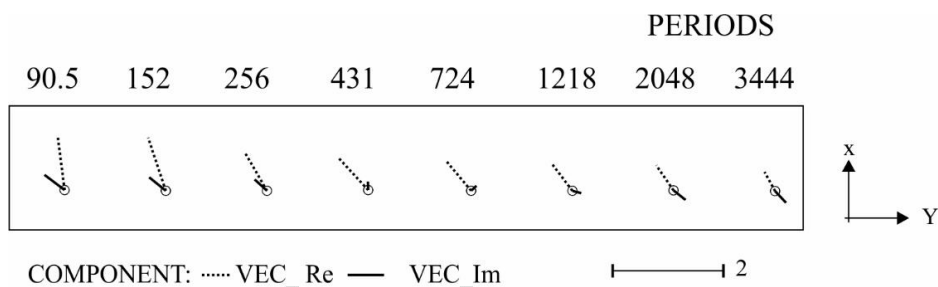


Рис. 5.12. Комплексні типери о. Зміїний, отримані за допомогою програми PRC_MTMV.

Фазові криві знаходяться в діапазоні від -20° до -70° , поступово падаючи зі збільшенням періоду (рис. 5.11, б). Рівень амплітудних фазових кривих в різних програмах обробки збігається. Типери (рис. 5.12) мають аномально високі значення на періодах до 250 с, що може бути пов'язане з наявністю перешкод техногенного характеру. У північно-західному напрямку спрямована реальна компонента типера, її величина (0,5–0,7) зменшується зі збільшенням T . Уявна компонента практично дорівнює 0 на $T > 1\,200$ с і орієнтована на південний схід.

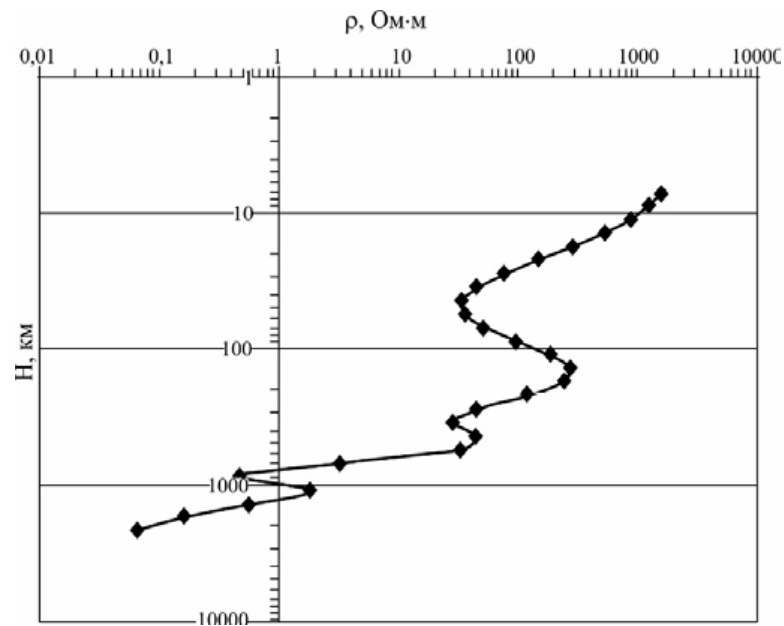


Рис. 5.13. Розподіл значень питомого електричного опору в земній корі і верхній мантії по 1D інверсії (о. Зміїний).

На основі цих даних виконано одномірну інверсію [Пальшин, 2007]. Розподіл ρ значно неоднорідний: від 2 000 Ом·м на глибині до 8 км та до 0.06 Ом·м на 2 500 км. На фоні загального зменшення виділяються значні відхилення (рис. 5.13) в інтервалі глибин від 10–45 до 100–120 км. Це підтверджує наявність потужного провідника телуричних струмів на цих глибинах. Можливо виділення провідників також на глибинах 200–300 км і 800–1 000 км.

5.2. Тривимірна глибинна геоелектрична модель Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину

На сьогоднішні щільність мережі спостережень природного електромагнітного поля зовнішнього джерела в області низьких частот [Рокитянский и др., 1979; Соллогуб, 1988; Бурахович и др., 1995, 2011] дозволяє побудувати тривимірну геоелектричну модель земної кори і верхньої мантії Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину (рис. 5.14). Інструментом для створення і розрахунку електричних і магнітних компонент МТ-поля послужила відома програма 3D моделювання [Maski et al., 1994].

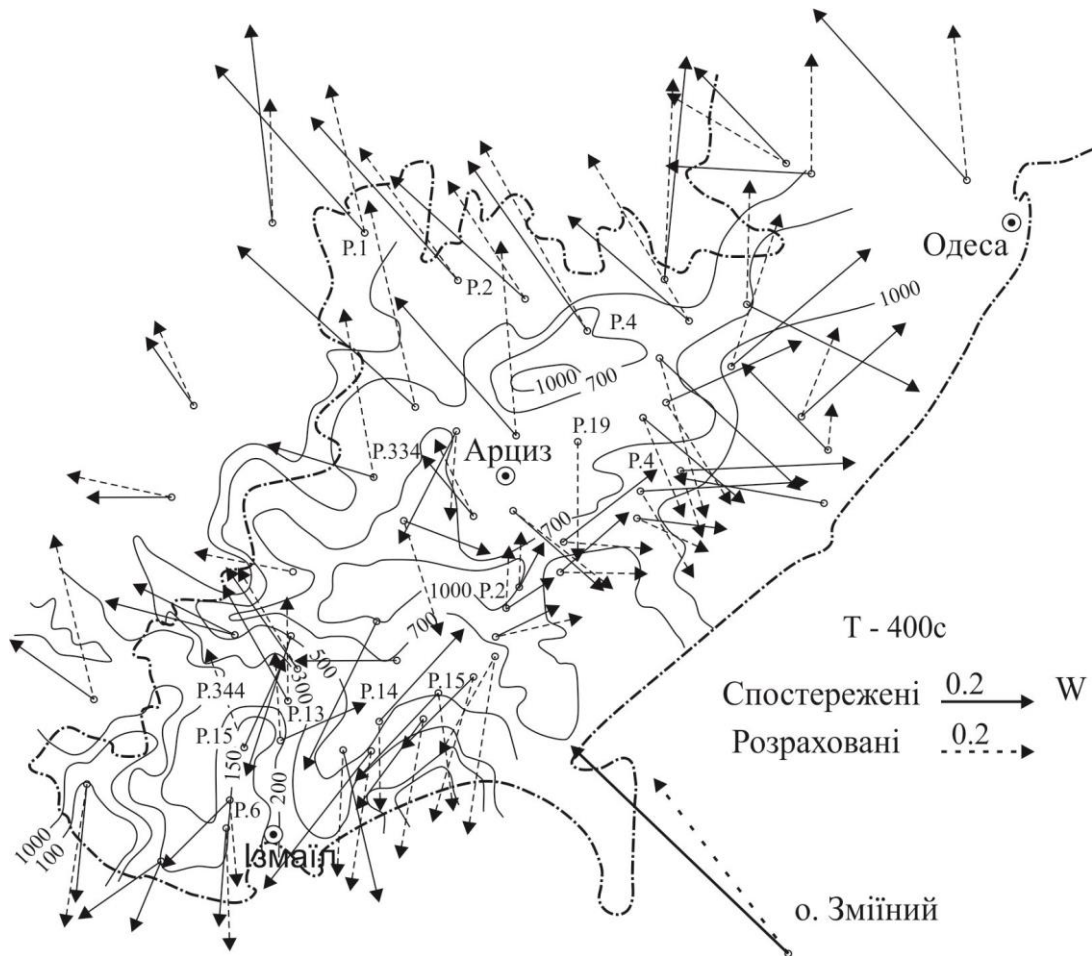


Рис. 5.14. Карта фактичних матеріалів ГМТЗ, МТЗ, МВП та розподіл S_{0c} згідно [Рокитянский и др., 1979; Соллогуб, 1988; Бурахович и др., 1995, 2011]. Представлено результати порівняння спостережуваних і розрахункових індукційних параметрів ($T = 400$ с) для тривимірної моделі, представленої на рис. 5. 15.

Розглянемо основні елементи методики тривимірного моделювання, використані для побудови розподілу питомого електричного опору Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину та північно-західної частини Чорноморського шельфу та о. Зміїний.

По-перше, апріорно задані значення питомого електричного опору «нормального» (ρ_n) горизонтально-шаруватого розрізу земної кори і верхньої мантії [Бурахович и др., 2011], на фоні якого будуються об'ємні геоелектричні

моделі. Для докембрійської області (УЩ) та для герцинських і киммерійських регіонів характерні різні значення, параметрів електропровідності «астеносфери», які наведено у (розділі 2.4).

По-друге, неоднорідний розподіл електропровідності поверхневого електропровідного шару. Його сумарна провідність здебільшого відповідає потужності осадових відкладів і корелює з основними структурними геологічними одиницями. Північна Добруджа характеризується відносно низькими значеннями (до 200 См), але різкими змінами S_{oc} . У Переддобрудзькому прогині, де кристалічний фундамент залягає на глибині близько 9 км, S_{oc} не перевищує 1 000 См. У Причорноморській западині значення S_{oc} сягають 1 000 См, в той час як на Молдавській плиті – близько 100 См. В акваторії Чорного моря S_{oc} поверхневого провідного шару в моделі 1 000–2 000 См.

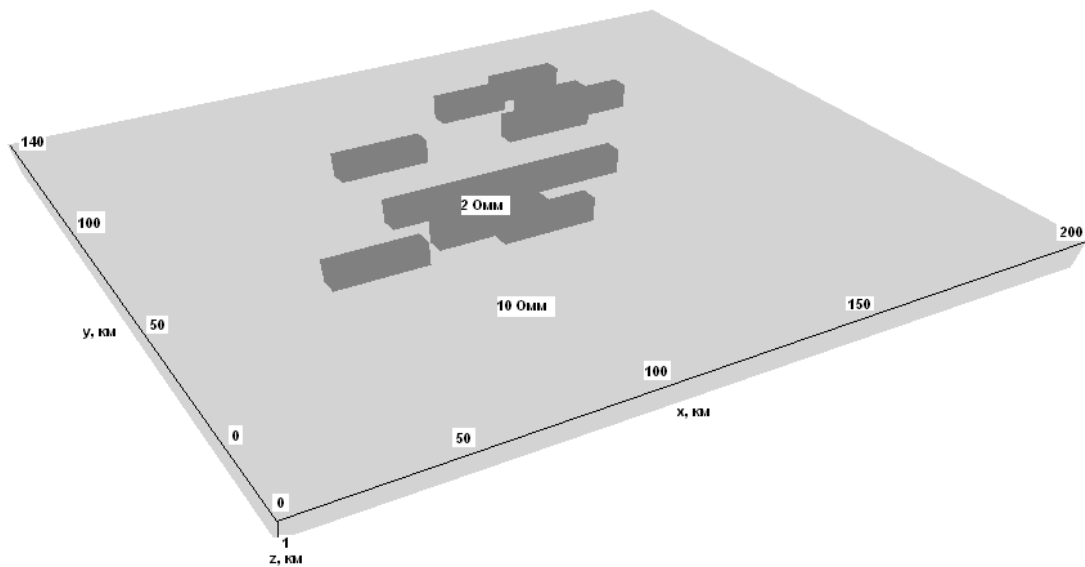
Дванадцять верхніх горизонтальних шарів моделі описують розподіл питомого електричного опору осадових відкладів і частини консолідованої кори регіону. З першого до четвертого шару (потужністю від 100 до 500 м) прийнято спільне для всієї моделі значення $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Глибше потужність збільшується до 1 км і характеризується електричним опором від 1 до 40 Ом·м. Такий розподіл геоелектричних параметрів для опису осадової товщі було використано у всіх моделях, що розраховуються в даній роботі.

Процес моделювання – це складна послідовна процедура розрахунку МТ-полів і порівняння його результатів із спостереженими експериментальними даними.

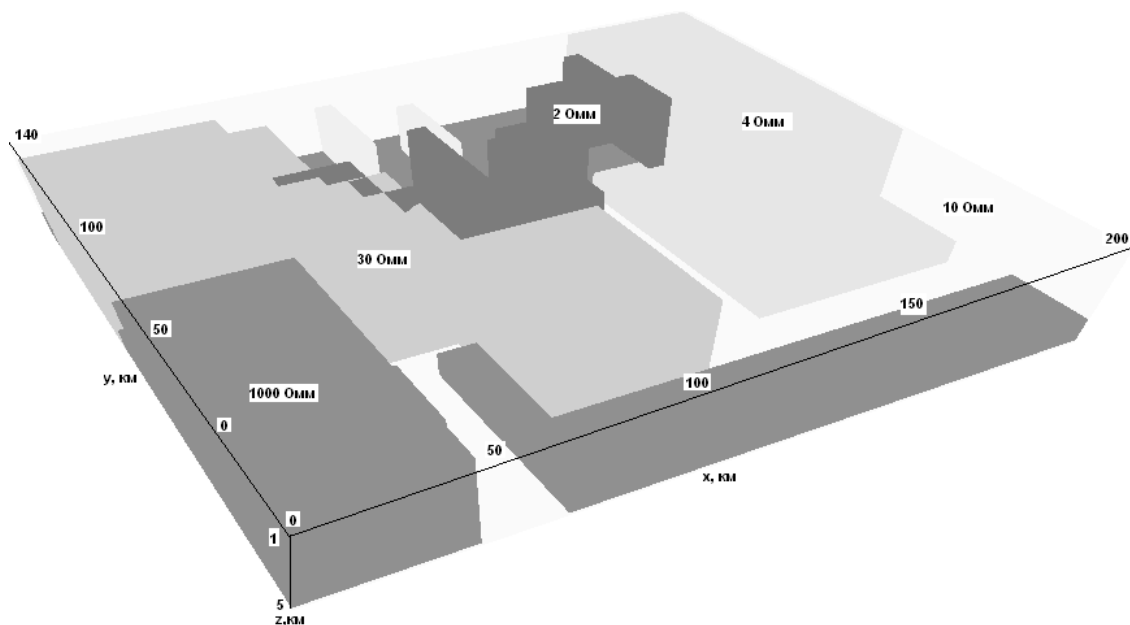
Насамперед було розраховано та проаналізовано індукційні параметри для T варіацій від 400 до 1600 с для моделі, що складається з неоднорідного поверхневого шару на тлі ρ_n розрізу. Субширотно протяжні неоднорідні електропровідні структури Переддобрудзького прогину впевнено відобразилися на північній складовій розрахованих типерів. У той же час східна складова менша за величиною, і до того ж її розподіл менш однорідний. Така просторова орієнтація і величина істотно відрізняються від спостережених індукційних

параметрів. Тобто пояснити експериментальні електромагнітні відгуки тільки електропровідними поверхневими відкладами осадової товщі неможливо, отже, в надрах консолідованої кори повинні бути присутніми аномалії високої електропровідності.

Наступний крок моделювання полягає у введенні в модель глибинних об'єктів високої провідності. Параметри і розташування цих структур відповідають результатам двомірного моделювання [Бурахович и др., 1995].



а



б

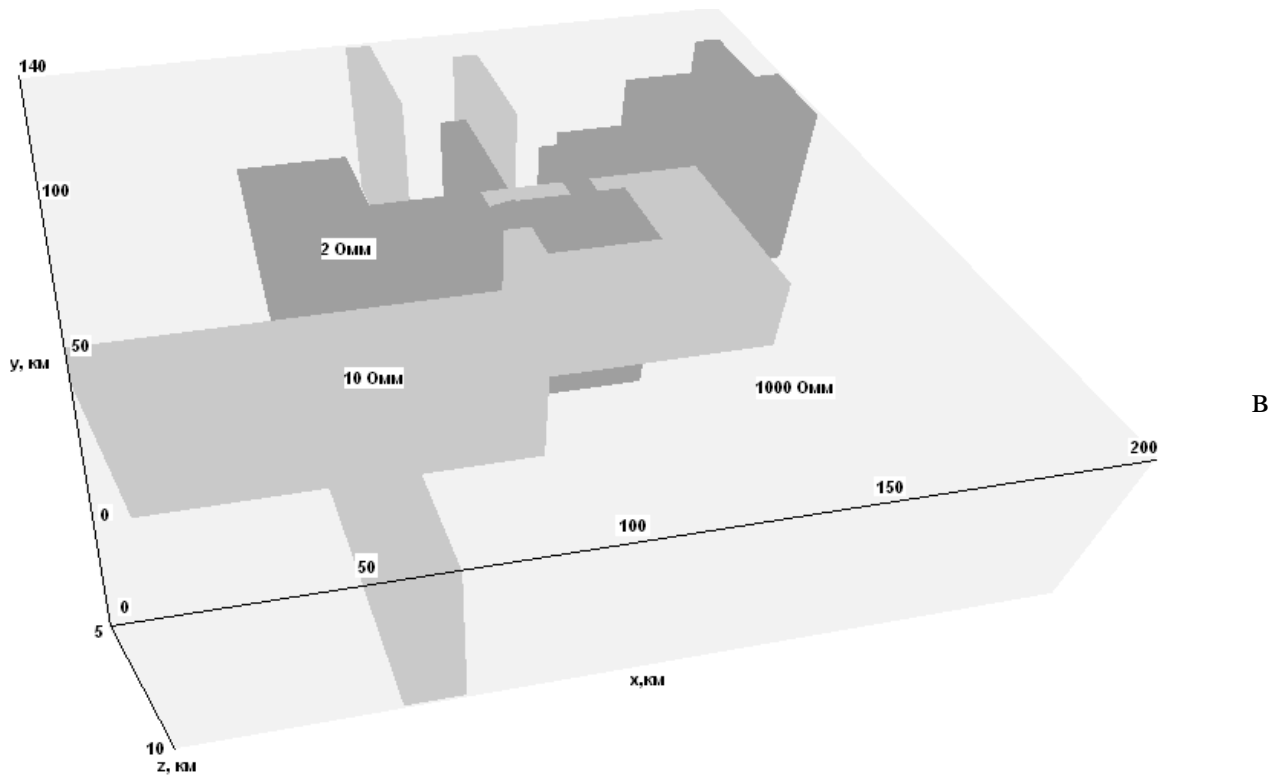
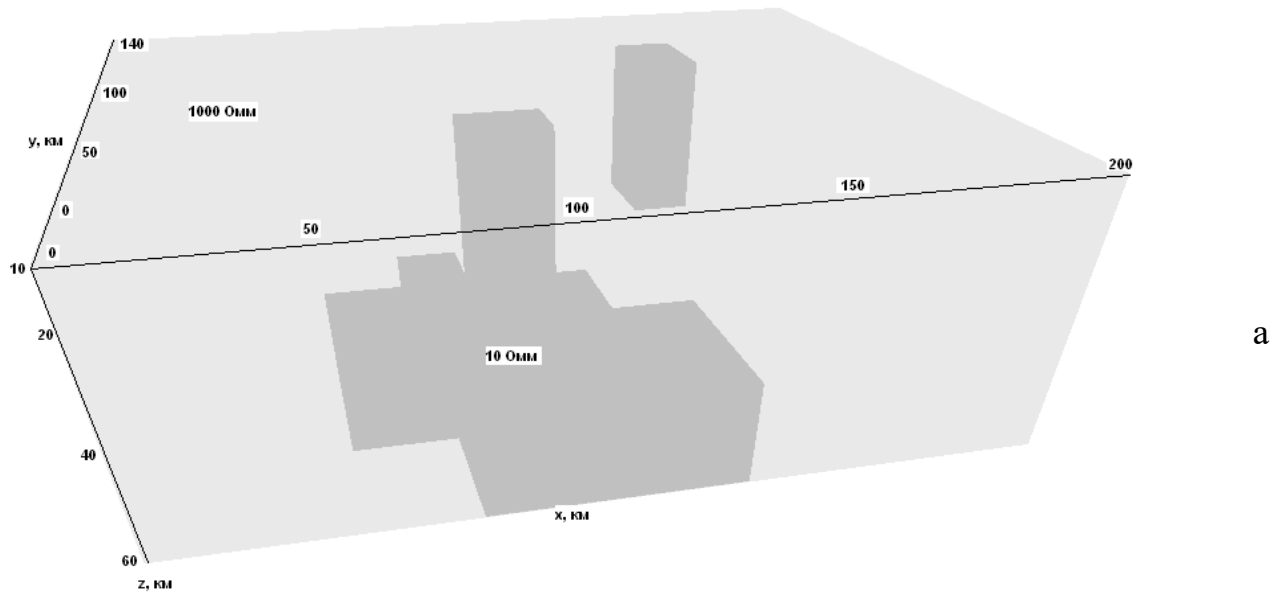


Рис. 5.15. Тривимірна геоелектрична модель Переддобрудзького прогину і Добруджі в діапазоні глибин: а – від 0 до 1 км; б – від 1 до 5 км; в – від 5 до 10 км.

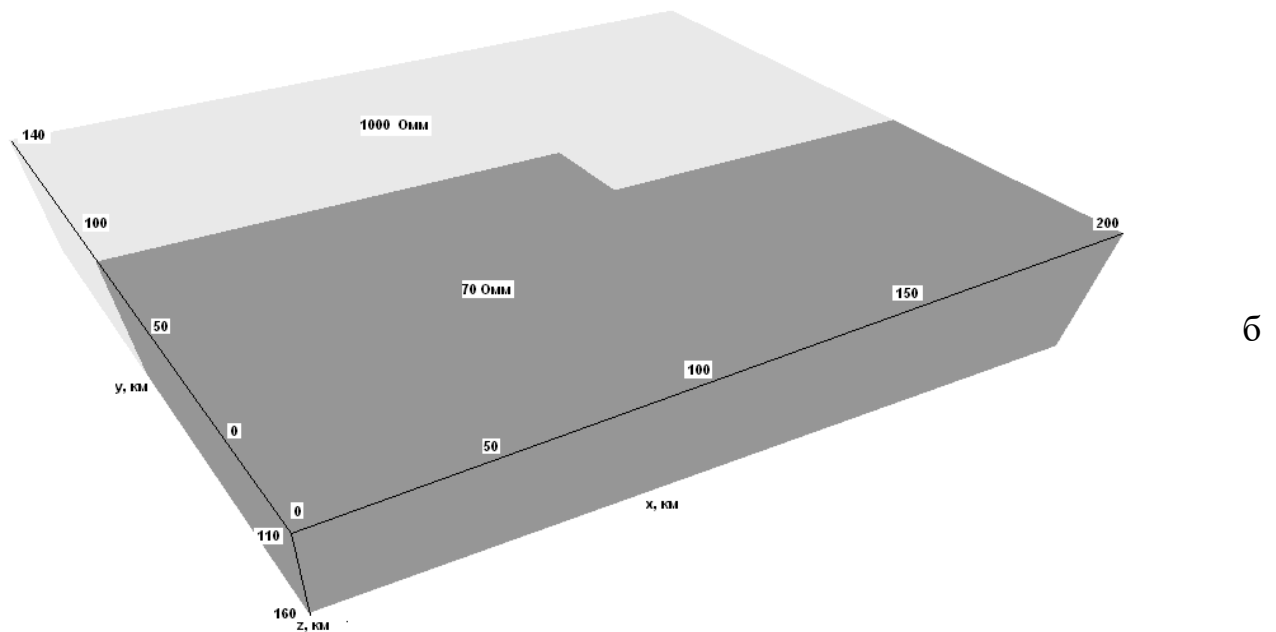
Розрахунки модулів типерів для такої моделі показують, що в рамках тривимірних уявлень вони недостатньо задовольняють спостереженим даним [Бурахович и др., 2011]. Розраховані поля не відображають зміни уздовж профілів просторових положень індукційних параметрів (пункти 6 та 15, 13 і 2, 7 і 19, 22 і 9 пр. Рені-Біляївка, 15 і 1 пр. Кілія, 4 і 5, 22 і 6 пр. DOBRE), крім того, в північній частині планшета розраховані величини в 1,5 рази менше спостережених. Отже, в геоелектричну модель необхідно внести додаткові приповерхневі вертикальні провідники (рис. 5.15), орієнтовані з північного заходу на південний схід у південній та центральній частинах, а в північній частині планшета – субмеридіонально.

Якісний аналіз кривих МТЗ передбачає наявність аномалій високої електропровідності на різній глибині. Так, на глибині від 10 до 40 км виділяються дві невеликі за площею в середньому 20×20 км зони (рис. 5.16): одна в південній частині пр. Кілія (пункти МТЗ 11, 12, 13 і 14), друга на півночі

пр. Кілія (пункти МТЗ 4, 5) та пр. Рені-Біляївка (пункти МТЗ 8, 20, 21). На глибині 40–60 км в південній частині планшета (пункти МТЗ пр. Рені-Біляївка 4–6, 12–15 і Кілія 11–14) можлива наявність провідного шару, що тягнеться з північного заходу на південний схід (рис. 5.16, а).



а



б

Рис. 5.16. Тривимірна геоелектрична модель Переддобрудзького прогину і Добруджі в діапазоні глибин: а – від 10 до 60 км; б – від 110 до 160 км.

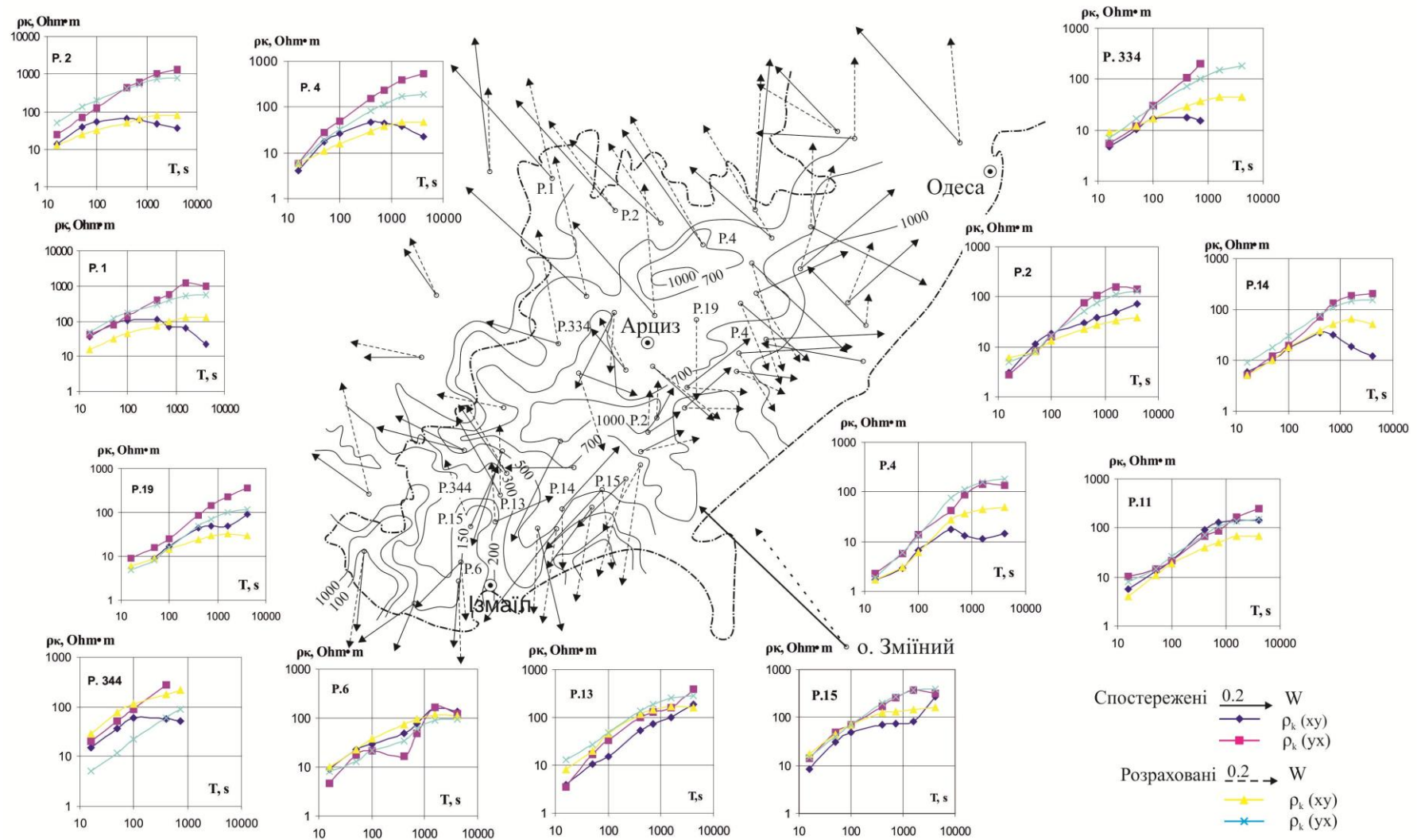


Рис. 5.17. Приклади порівнянь спостережених і розрахованих кривих МТЗ для геоелектричної моделі, представленої на рис. 5.15, 5.16. Умовні позначення див. рис. 5.14.

Південна частина аномальної області моделі характеризується неоднорідною електропровідністю астеносфери на глибині 110–160 км (рис. 5.16, б). Ці параметри відповідають раніше виділеному під СП електропровідному шару у верхній мантії на глибині 110–140 км з сумарною поздовжньої провідністю 700 См на відміну від ССП. На глибині 60–110 км значення питомого електричного опору відповідає «нормальному» – 1 000 Ом·м.

Було розраховано велику кількість моделей з різними варіантами як просторових параметрів аномальних структур, так і значень питомого електричного опору в земній корі і мантії. Деякі з них були опубліковані у роботі [Бурахович и др., 2011]. Остаточний варіант розподілу питомого електричного опору в надрах Переддобрудзького прогину і Добруджі представлений на (рис. 5.18.).

Порівняння спостережених і розрахованих типерів для періоду геомагнітних варіацій на 400 с (рис. 5.14.) та кривих МТЗ розташованих в різних частинах планшета (рис. 5.17.), детально представлено в статтях [Старостенко и др., 2013; Burakhovich et al., 2015].

Тривимірна геоелектрична модель. Вертикальні провідники з поверхні до глибини 10 км утворюють мережу гальванічно пов'язаних між собою витягнутих структур різної орієнтації завширшки 5–15 км, що відповідають розломним зонам (рис. 5.15, 5.18). За індукційними параметрами найпотужніші приповерхневі аномалії електропровідності приурочені до Чадир-Лунгського розлому, особливо в місцях його перетину з Фрунзенським і Саратським розломами та на ділянках різкої зміни його напрямку. Також до таких зон можна віднести і частину Болградського розлому між Фрунзенським і Саратським. Крім того, електропровідна зона загальною довжиною понад 100 км і шириною 10 км, яка змінює свій напрямок з субширотного на субмеридіональний, приурочена до району зчленування крайового шва, що розділяє Прутський виступ і Переддобрудзький прогин (Кагульсько-Ізмаїлівського) з Фрунзенським розломом. На глибині до 1 км виділено серію провідників субширотного простягання шириною 5–10 км, довжиною 20–65 км.

Найбільш витягнуті провідники зосереджені в центральній частині Переддобрудзького прогину.

На глибинах 10–60 км основний провідник складної конфігурації (див. рис. 5.15, 5.18) приурочений до блоку між Фрунзенським та Кагульсько-Ізмаїлівським (захід), Саратський (схід) і Болградським (північ) розломами на південному схилі Переддобрудзького прогину. Південна границя не визначена. Можна припустити, що вона складається з двох з'єднаних частин: верхньої – вертикальної, майже ізометричної, діаметром до 20 км на глибині 10–40 км, і нижньої – шару розміром 15–65 км в субширотному і більше 90 км в сумерідиональному напрямках на глибинах від 40 до 60 км. Ще одну майже ізометрична область (15 × 25 км) високої електропровідності, приурочена до зламу Чадир-Лунгського розлому, на глибині від 10 до 40 км виділено на північному.

Північна границя провідного шару у верхній мантії на глибині від 110 до 160 км простягається субширотно і розташована між Чадир-Лунгським і Болградським розломами. По Саратському розлому відбувається зміщення на 30 км цієї границі на південь, де вона, можливо, простягається у субширотному напрямку в акваторії Чорного моря.

Таким чином, територія Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину, як і вся південно-західна околиця СЄП, проявляється аномальними об'єктами високої електропровідності в надрах земної кори, а розподіл електропровідності у верхній мантії відображає стан зони зчленування давньої СЄП і молодшої СП. Просторове розташування аномалій електропровідності відповідає прояву субвертикальних мантієвих колонок в інтервалі (29–30° сх. д.) × (45–46° нв. ш.) [Старостенко и др., 2013].

Переддобрудзький прогин і його обстановки відносяться до граничної області мантії під СЄП, визначеної змінами нульової ізолінії з глибиною в межах верхньої мантії і її перехідні зони за даними тривимірної-швидкісної моделі [Цветкова и др., 2012]. Мантієвій граничній зоні відповідає система похилих шарів. Особливості швидкісної будови дозволили виділити передумови, пов'язані з проявом мантієвого плюму в нижній і середній мантії.

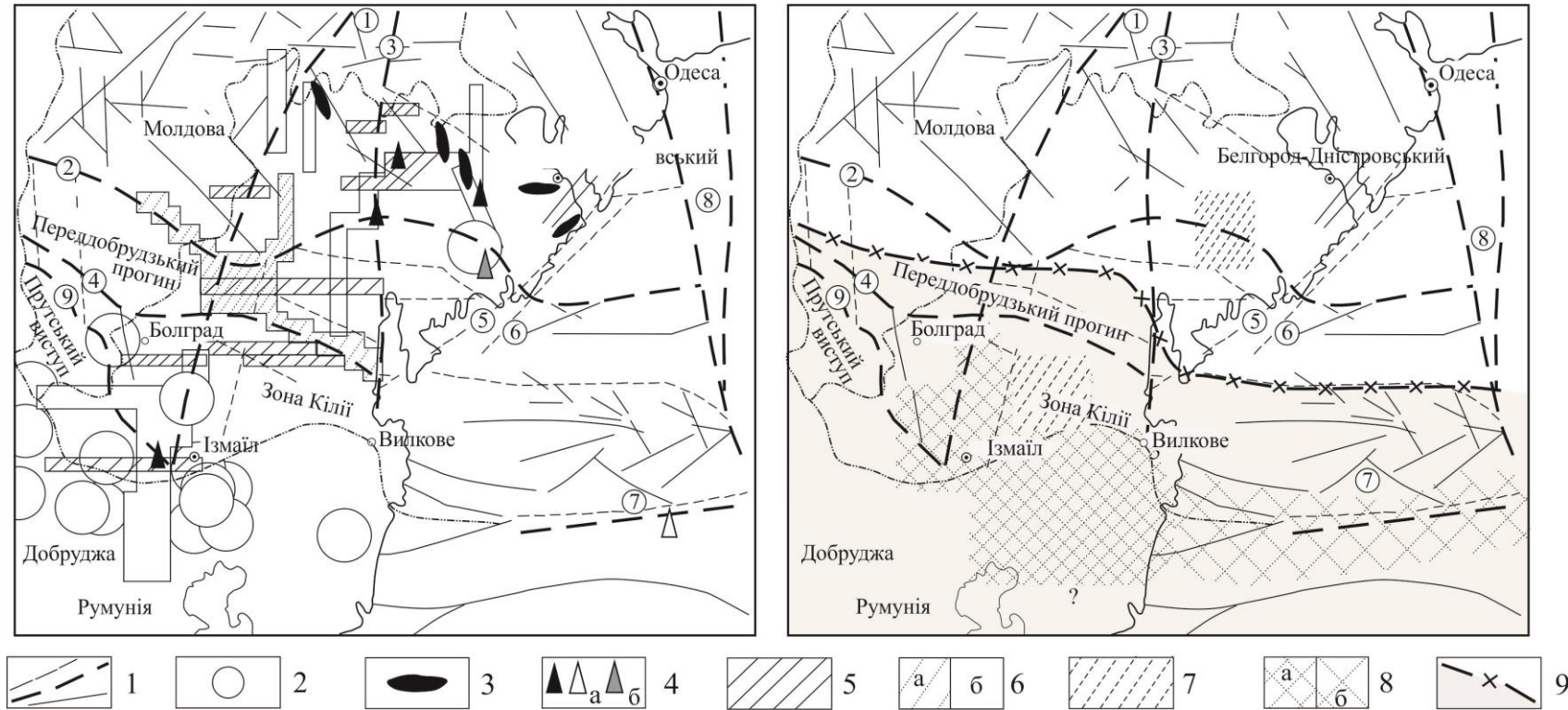


Рис. 5.18. Просторове розташування аномалії високої електропровідності Переддобрудзького прогину і Добруджі: а – в діапазоні глибин залягання покрівлі і підшови (h) від поверхні до 10 км, б – в діапазоні h від 10 до 160 км: 1 – глибинні розломи різного рангу (цифри у кружках: 1 – Фрунзенський, 2 – Чадир-Лунгський, 3 – Саратський, 4 – Болградський, 5 – Алібейський, 6 – Чорноморський, 7 – Сулинський, 8 – Одеський 9 – Кагульсько-Ізмаїлівський); 2 – епіцентри землетрусів; 3 – нафтоперспективні ділянки; 4 – нафтогазові родовища (а), Східносаратське родовище (б); 5–9 – аномалії електропровідності (5 – $h = 0-1$ км, $\rho = 2$ Ом·м; 6 – $h = 1-10$ км, $\rho = 2$ Ом·м (а), 10 Ом·м (б); 7 – $h = 10-40$ км, $\rho = 10$ Ом·м; 8 – $h = 40-60$ км, $\rho = 10$ Ом·м (а); $h = 20-100$ км, $\rho = 25$ Ом·м (б)); 9 – північна границя шару, $h = 110-160$ км, $\rho = 70$ Ом·м.

Підвищений тепловий потік [Kutas et al., 1998; Гордиенко и др., 2004] аномалії електропровідності у верхній мантії і на різних глибинах в земній корі, позитивна мантійна аномалія гравітаційного поля [Бурахович, Кулик, 1999], підняття покрівлі нижньої мантії, присутність низькошвидкісної області, що поширюється вгору від нижньої мантії, через зону розділу-2 і середню мантію до перехідної зони верхньої мантії, прояви у верхній мантії субвертикальної мантійної колонки як наслідків глибинного флюїду можна пояснити проявом мантійного плюму і пов'язаних з ним флюїдів [Старостенко и др., 2013].

5.2.1. Тривимірна геоелектрична модель північно-західної частини Чорноморського шельфу та о. Зміїний.

Верхня частина моделі до глибини 4 км повністю включає в себе товщу морської води з $\rho = 0,05\text{--}0,10$ Ом·м. Електричний опір осадових відкладів, потужність яких в грабеноподібних западинах сягає 4 км, становить 30–15 Ом·м. Тоді як сам о. Зміїний, а також Зміїноострівне і Вилківське підняття складені напівметаморфізованими породами нижнього палеозою з високим опором (в моделі закладено $\rho = 1\ 000$ Ом·м).

На глибині 20–100 км виявлено провідну структуру (див. рис. 5.13), відображену в моделі як субширотний провідник з $\rho = 25$ Ом·м. Його сумарна поздовжня провідність становить 3 200 См. Аномалія електропровідності займає проміжне положення між розломами (див. рис. 5.18): регіональним Печенга-Камена, який, можливо, є продовженням в Чорному морі лініамента Тейсейра-Торнквіста, на півдні і Кілійським на півночі.

Дані тривимірного моделювання узгоджуються з уявленнями про аномалії електропровідності в північно-західній частині Чорного моря [Бурахович, Кулик, 1999; Старостенко и др., 2013]. Можливо гальванічне з'єднання виявленого провідника з подібними зонами зниженого опору Передобрудзького прогину на заході, а також з Тарханкутською аномалією електропровідності на сході.

Такі зони високої електропровідності могли виникнути під впливом флюїдів, можливо, їх слід розглядати як райони глибинних вогнищ генерації вуглеводнів і місця надходження їх в верхні частини земної кори [Летников, 2002, 2003; Мегеря, 2009].

Значна частина родовищ УВ на шельфі і континентальному схилі північно-західної частини Чорного моря, а також в Криму і у Переддобрудзькому прогині знаходиться в межах аномалій високої електропровідності або поблизу них. Цей факт може слугувати підтвердженням гіпотези про генетичний і просторовий зв'язок між зонами зниженого опору і покладами вуглеводнів.

5.3. Прояви сейсмічності на території Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину

На думку багатьох сейсмологів [Друмя и др., 1964; Кутас и др., 2005; Пустовитенко и др., 2006] територія Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину в сейсмічному відношенні вивчена недостатньо. За історичні часи тут відомо кілька землетрусів з магнітудою $M = 3,5-7,0$ з інтенсивністю в епіцентрі $I \geq 5$ балів. Спостереженні інтенсивності струшування від землетрусів досягає 6 і 7–8 балів за даними [Кутас и др., 2005; Пустовитенко и др., 2006] відповідно. Глибина вогнищ землетрусів передбачається від поверхні і до 11–33 км і глибше. За даними [Кутас и др., 2005], як найбільш сейсмонебезпечні слід розглядати (див. рис. 5.18, а) райони перетину крайових швів, які обмежують Переддобрудзький прогин з півночі (Чадир-Лунгський) і півдня (Кагульсько-Ізмаїлівський), з субмеридіональними регіональними мантійними розломами – Фрунзенським та Саратським. Крім того, сейсмоактивною є і зона Чадир-Лунгського крайового шва (Арцизька частина), роздроблена порушеннями розломів нижчого рангу – Алібейським і Чорноморським.

Епіцентри землетрусів Північної Добруджі (Тулча, Ізмаїл, Рені, Кілія) зосереджені на границі неглибоко залягаючих аномалії високої електропровідності (від 1 до 10 км з $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), яка територіально збігається

з місцем розташування Фрунзенського розлому і його перетину з Кагульсько-Ізмаїлівським крайовим швом. Вогнища цих сейсмічних подій залягають вище повномасштабної аномалії високої електропровідності на глибинах від 40 до 60 км з $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (див. рис. 5.18).

Епіцентри землетрусів на північному схилі Переддобрудзького прогину також збігаються з розташуванням аномалії високої електропровідності складної конфігурації в інтервалі глибин від 1 і до 40 км з $\rho = 2\text{--}10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (див. рис. 5.18, б).

Епіцентри землетрусів зосереджені з обох боків від границі аномального електропровідного розподілу у верхній мантії області зчленування давньої ССП і молоді СП.

Але більша частина їх відзначається саме в районі зосередження аномалій електропровідності на різних глибинах: від 1 до 10 км, від 40 до 60 км і від 110 до 160 км в надрах Північної Добруджі і Переддобрудзького прогину.

5. 4. Уявлення про можливу природу електропровідності регіону

Природу електропровідності анізотропних областей можна пояснити по-різному – від своєрідного формування електропровідних включень в міжзерновому просторі до анізотропії тріщинуватості і розшарування гірських порід.

Ймовірніше, середня електропровідність порід залежить від типу основного провідника (графіт, мінералізовані флюїди, розплав), геометрії і зв'язності каналів наскрізної електропровідності утворюючих фаз, тобто від структурних параметрів – пористості, тріщинуватості, площин мінералізації.

Тиск флюїдів у земній корі може контролюватися різними механізмами глибиною, температурою і мінеральним складом материнських порід. Там, де породи насичені флюїдами, тиск рідини може досягати літостатичного або гідростатичного в залежності від міцності масиву порід і зв'язності пор і тріщин. Однак, якщо материнські породи містять мінерали, утворені при

температурі, вище домінуючої в даний час, ці мінерали будуть вступати в реакції з флюїдами, і в результаті гідратації або карбонатизації виникнуть ретроградні мінерали. Тиск флюїдів буде обмежуватися тотожністю між мінералами високого ступеня метаморфізму і ретроградними продуктами. Термодинамічно контрольовані параметри, наприклад рідинна проникність, можуть відрізнятися в десятки і сотні разів. Практично це означає, що для типових вивержених порід або порід високого ступеня метаморфізму, що утворилися в стабільній нижній корі, флюїдний тиск є значно (від 1 до 3 порядків) нижчий ніж літостатичний. Зв'язана флюїдна фаза може бути присутня у глибинній частині кори стабільних регіонів, і для порівняно високої електропровідності в корі таких регіонів необхідно шукати альтернативне пояснення. Припущення, що висока електропровідність нижньої частини кори пояснюється лише тонкими плівками графіту на поверхні зерен, також малоймовірно, тому що плівка повинна бути достатньої товщини.

Глибинній аномалії, що знаходиться у фундаменті регіону, притаманна знижена потужність кори гранітного типу (30–40 км). Поруч розташований астеноліт [Чекунов, Оровецкий, 1987]. Тут же знаходиться регіональний мінімум сили тяжіння і локальні підвищення теплового потоку. За результатами [Вишняков, 1981], упродовж венда та мезозою періодично виникає активізація. Глибинна корова аномалія може бути викликана, імовірно, флюїдизацією зони підвищеної тріщинуватості, зумовленої великими тектонічними процесами. Чи може вона впливати на створення вуглеводневої сировини чи прояви сучасної сейсмічності? Безсумнівно може, оскільки тектонічні процеси супроводжуються підйомом геоізоترم, а більш висока температура сприятливо впливає на формування складних флюїдних систем, у тому числі і вуглеводневих покладів.

Висновки до розділу 5

Тривимірною глибинною геоелектричною моделлю, побудованою за результатами сучасних досліджень методами МТЗ і МВП, відображає неоднорідний розподіл питомого електричного опору в надрах регіону. Виділено аномалії високої електропровідності від поверхні земної кори до верхньої мантії. Витягнуті на сотні кілометрів провідники приурочені до глибинних електропровідних розломів різного рангу і їх перетинів: Фрунзенського, Саратського, Болградського, Кагульсько-Ізмаїлівського, Чадир-Лунгського та ін. Добре електропровідний шар виділяється на південному борту Переддобрудзького прогину і залягає на глибинах, що відповідають нижній корі і верхам верхньої мантії. Північний борт Переддобрудзького прогину характеризується розподілом електропровідності у верхній мантії таким же, як і СЄП, в той час як південний схил відрізняється від північного електропровідною структурою на глибинах від 110 до 160 км.

Прояви сейсмічності і розподіл високої електропровідності на різних структурних поверхнях може розглядатися як пряма інформація, що відображає сучасний стан земних надр. Походження аномалій високої електропровідності є результатом геодинамічних процесів на границях областей з різними їх проявами. Вогнища землетрусів, як і аномалії високої електропровідності, в основному корелюють з активними глибинними тектонічними розломами і зонами зчленування геологічних структур, якими і є різновікові докембрійська СЄП і кіммерійська СП на території Переддобрудзького прогину і Північної Добруджі.

З огляду на підвищений тепловий потік, аномалії електропровідності у верхній мантії і на різних глибинах кори, позитивну аномалію мантійного гравітаційного поля в цій області, підняття покрівлі нижньої мантії, присутність низькошвидкісної мантійної області, що поширюється вгору від нижньої мантії через зону розділу-2, середню мантію до перехідної зони верхньої мантії, прояви у верхній мантії субвертикальної мантійної колонки як сліду

проходження глибинного флюїду, можна пояснити сейсмічну активність розглянутого регіону проявом мантійного плюму та пов'язаних з ним флюїдів.

Перелік використаних джерел до розділу 5

1. Бембель, Р. М., Мегеря, В. М., & Бембель, С. Р. (2003). *Геосолитоны: функциональная система Земли, концепция разведки и разработки месторождений углеводородов*. Тюмень: Вектор Бук.
2. Бугаенко, И. В., Шумлянская, Л. А., Заец, Л. Н., & Цветкова, Т. А. (2008). Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.*, 30(5), 145—160.
3. Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., & Логвинов, И. М. (1995). Геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии Преддобруджинского прогиба и Северной Добруджи. *Геофиз. журн.*, 17(4), 81—87.
4. Бурахович, Т. К. (2004). Квазитрехмерная геоэлектрическая модель Карпатского региона. *Геофиз. журн.*, 26(4), 63—74.
5. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (1999). Квазитрехмерная геоэлектрическая модель тектоносферы Крыма. *Геофиз. журн.*, 21(3), 123—126.
6. Старостенко, В. И., Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н., Легостаева, О. В., Цветкова, Т. А., Шеремет, Е. М., & Шумлянская, Л. А. (2013). Возможная природа сейсмической активности недр Преддобруджинского прогиба и Северной Добруджи. *Геофиз. журн.*, 35(1), 61—75.
7. Шнюкова, Е. Ф. (Ред.) (1987). *Геология шельфа УССР*. Тектоника. Киев: Наук. думка.
8. Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Дудик, А. М., Николаев И. Ю., Дудик, С. А., Кушнир, А. Н., ... Агаркова, Н. Г. (2016). *Геоэлектрические и геохимические исследования при прогнозировании углеводородов в Украине*. Киев: Компринт.

9. Гордиенко, В. В., Гордиенко, И. В., Завгородняя, О. В., Логвинов, И. М., Тарасов, В. Н., & Усенко, О. В. (2004). *Геотермический атлас Украины*. Киев: Изд. ИГФ НАНУ.
10. Друмя, А. В., Устинова, Т. И., & Щукин, Ю. К. (1964). *Проблемы тектоники и сейсмологии Молдавии*. Вип. 2. Кишинев: Катря Молдовеняскэ.
11. Кабан, М. К. (2001). *Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии*. Российский журнал наук о Земле, 3(2).
12. Козленко, М. В., Козленко, Ю. В., & Лысынчук, Д. В. (2009). Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ 25. *Геофиз. журн.*, (6), 77—91.
13. Вишняков И.Б. (Ред.) (1981). *Геология запада Восточно-Европейской платформы*. Минск: Наука и техника.
14. Корценштейн, В. Н. (1977). *Водонапорные системы крупнейших газовых и газоконденсатных месторождений СССР*. Москва: Недра.
15. Кулик, С. Н., Ланкис, Л. К., & Лысенко, Е. С. (1995). Результаты численного моделирования глубинного геоэлектрического разреза региона Восточных Карпат и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.*, 17(4), 81—87.
16. Кушнир, А. Н., & Ширков, Б. И. (2013а). 3D геоэлектрическая модель о. Змеиный. *Геодинаміка*, 15(2), 198—200.
17. Кушнир, А. Н., & Ширков, Б. И. (2013б). Глубинное строение северо-западной части Черноморского шельфа по геоэлектрическим данным. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 13(2), 178—190.
18. Кутас, В. В., Омельченко, В. Д., & Остроухова, О. А. (2005). Эпицентры землетрясений на юго-западе Украины. *Геофиз. журн.*, 27(6), 962—969.
19. Ладановский, Б. Т. (2003). Алгоритм обработки данных МТЗ: *Пятое геофизические чтения им. В. В. Федынского*. Москва.

20. Летников, Ф. А. (2002). Дегазация земли как глобальный процесс самоорганизации: *Международная конференция памяти академика П.Н. Кропоткина «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ»*, Москва: ГЕОС.
21. Летников, Ф. А. (2003). Сверхглубинные флюидные системы Земли. *Докл. РАН*, 390(5), 673—675.
22. Лукин, А. Е. (2008). О перспективах нефтегазоносности прикерченского шельфа. *Геол. журн.*, (2), 7—20.
23. Лукин, А. Е. (2006). Основные закономерности формирования залежей нефти и газа в Черноморском регионе. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана* (3), 10—21.
24. Мегеря, В. М. (2009). *Поиск и разведка залежей углеводородов, контролируемых геосолитонной дегазацией Земли*. Москва: Локус Станди.
25. Пальшин, Н. А. (2007). Опорный разрез и электропроводность верхней мантии: *Третья международная школа-семинар по электромагнитным зондированиям*. Звенигород.
26. Пустовитенко, Б. Г., Кульчицкий, В. Е., & Пустовитенко, А. А. (2006). Новые карты общего сейсмического районирования территории Украины. Особенности модели долговременной сейсмической опасности. *Геофиз. журн.*, 28(3), 54—77.
27. Старостенко, В. И., Пашкевич, И. К., & Макаренко, И. Б. (2005). Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.*, 27(2), 195—207.
28. Соллогуб, В. Б. (Ред.) (1988). *Результаты МТЗ. Литосфера Центральной и Восточной Европы*. Геотраверсы IV, VI, VIII. Киев: Наук. думка.
29. Рокитянский, И. И., Логвинов, И. М., & Рокитянская, Д. А. (1979). Черноморская ветвь Карпатской аномалии электропроводности. *Геофизический сборник*, 87, 65—67.

30. Семенов, В. Ю. (1985). *Обработка данных магнитотеллурического зондирования*. Москва: Недра.
31. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б., & Кутас, Р. И. (2011). Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, 33(3), 3—22.
32. Хаин, В. Е. (2001). *Тектоника континентов и океанов*. Москва: Научный мир.
33. Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А., & Бугаенко, И. В. (2012). Сверхглубинные флюиды Восточно-Европейской платформы: XVIII Международная конференция: *Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы*. Воронеж: Научная книга. 392—395.
34. Чекунов, А. В., & Оровецкий, Ю. П. (1987). Астенолиты настоящего и прошлого. *Докл. АН УССР. Сер. Б.*, (9), 32—35.
35. Чекунов, А. В., Веселов, А. А., & Гилькман, А. И. (1976). *Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба*. Киев: Наук. думка.
36. Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., Кушнир, А. Н., Зайцев, Г. Н., Ганиев, А. З., Шеремет, Е. М., ... Николаев, И. Ю. (2011). 3D геоэлектрическая модель Добруджи и Преддобруджского прогиба. *Наукові праці УкрНДМІ НАНУ*, 9(2).
37. Zhdanov, M. S., Golubev, N. G., Varentsov, Iv. M., Abramova, L. M., Shneer, V. S., Berdichevsky, M. N., ... Bilinsky, A. I. (1986). 2D model fitting of a geomagnetic anomaly in the Soviet Carpathians. *Annales Geophysicae*, 4(3), 335—342.
38. Burakhovych, T. K., & Kushnir, A. N. (2014). The distribution of electrical conductivity in the depths of the North Dobrudga and PeriDobrudga depression: *10th International Conference «PROBLEMS OF GEOCOSMOS»* St. Petersburg, Petrodvorets.

39. Burakhovych, T. K., Kushnir, A. M., Nikolaev, I. Yu., & Shurkov, B. I. (2015). The three-dimensional geoelectric model of earth crust and upper mantle of the Dobrudga region. *Геодинаміка*, 18(1), 55—62.
40. Kutas, R. I., Kobleev, V. P., & Tsvyashchenko, V. A. (1998). Heat flow and geothermal modl of the Black sea depression. *Tectonophysics*, 91—100.
41. Macki Randall L., J. Torquil Smith, & Theodore R. Madden (1994). Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: *The megnetotelluric example*. *Radio Science*, 29(4), 923—935.
42. Pinna, E., Soare, A., Stanica, D., & Stanica, M. (1982). Carpathian conductivity anomaly and its relation to deep structure of the substratum. *Acta. Geod., Geoph. Et Mont. Hung.*, 27(1), 35.
43. Stanica, M., Stanica, D., Marin-Furnica, C. (1999). The placement of the Trans European Suture Zone on the Romanian territory by electromagnetic arguments. *Earth Planets Space*, 51, 1073—1078.
44. Varentsov, Iv.M. (2007). Array of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. Electromagnetic sounding of the Earth's interior. *Methods in geochemistry and geophysics*, 40, 259—273.

РОЗДІЛ 6. ГЛИБИННА ГЕОЕЛЕКТРИЧНА БУДОВА КРИМСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ

Дослідження електропровідності порід земної кори і верхньої мантії території Криму необхідно віднести до розряду фундаментальних наукових завдань.

Породоутворюючі мінерали, в основному силікати, при температурах нижче солідуса в земній корі мають дуже високий опір, в той час як природні електричні струми концентруються в областях низького опору. Ці провідні області можуть бути представлені твердими, як, наприклад, графіт і сульфідні або оксиди металів, і рідкими фазами, особливо розсолами чи розплавом. Опір порід кори зі збільшенням температури зменшується набагато слабкіше, ніж при появі твердої або рідкої фази провідників. Але при цьому необхідно, щоб електропровідні включення були пов'язані між собою, і в разі, якщо висока провідність визначається наявністю флюїдів, це може бути непрямим свідченням шляхів міграції рідкої фази.

У мантії простіший мінеральний склад обмежує коло потенційних причин пояснення появи областей високої електропровідності. Таким природним фактором можуть бути флюїди, які, можливо, складаються з розплавленої фази, що включає воду і CO_2 [Tarits, 1986].

Вивчення кімберлітових і карбонатних магматичних формацій показує, що на глибинах 150–200 км, ймовірно, не існує достатньої кількості флюїдів, але невелика їх частка може привести до зменшення температури плавлення, енергетичного порога плавлення порід. Відомо, що починаючи з глибин 300–400 км електропровідність помітно зростає. На цих глибинах мінерали мантії Землі при високому тиску зазнають перебудови [Omura, 1991]. Тут при α - γ -переході відбувається стрибок електропровідності, який становить один порядок і не залежить від вмісту заліза.

Таким чином, опір речовини мантії залежить від фазового стану і визначається тільки наявністю флюїду і розплаву [Watson, Brenan, 1987]. Згідно

з останніми дослідженнями [Semenov et al., 1996; Semenov, Jozwiak, 1999; Neal et al., 2000], сейсмічні границі на глибинах 440 і 660 км також проявляються в електричній провідності.

6.1. Глибинна будова тектоносфери Криму за даними попередніх геоелектричних досліджень

Упродовж тривалого періоду вивчення глибинної будови Кримського півострова геоелектричними методами проводили Кримська геофізична експедиція (дані І.А. Свириденко, 1978 р.) і трест «Дніпрогеофізика» (дані С. Кремера, 1980 р., А.І. Інгерова, 1989–1993 рр.), а також Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України [Рокитянский, 1975; Ткачев, Свириденко, 1978; Кулик, Бурахович, 1984; Бурьянов и др., 1985] (рис. 6.1).

На основі одновимірної інтерпретації виявлено слабкопровідну (до 800 См) астеносферу з глибиною залягання верхньої кромки близько 100 км [Бурьянов и др., 1985].

Експериментальними дослідженнями [Кулик, Бурахович, 1984] на Тарханкутському півострові виявлено глибинну аномалію підвищеної електропровідності. Її двовимірною моделлю [Бурахович и др., 1987] включає два об'єкти на глибинах 14 і 60 км ($S = 6\ 000$ См).

За результатами квазітривимірного плівкового моделювання [Бурахович, Кулик, 1999] найбільш провідні ділянки ($S = 5\ 000$ См) виділені на періодах геомагнітних варіацій 150 і 2 000 с які розташовані переважно у межах акваторії Чорного моря, на території Каркінітсько-Північнокримського прогину та Альмінської западини. Від Тарханкутського півострова аномалія електропровідності субширотно простягається на глибині 5 км, потім змінює напрямок на північно-західний і частково трасується уздовж вузького грабеноподібного опускання подошви кори. У цій частині по профілю ГСЗ виявлено глибинний розлом такого ж простягання [Соллогуб, Чекунов, 1975; Юровский, 1997]. У Гірському Криму аномальна область з $S = 1\ 000$ См на

глибині 2 км розміщена в зоні згущення ізоліній щільності епіцентрів землетрусів [Юровский, 1997]. Керченська аномальна зона проявляється на глибинах 2 та 5 км (2 500 і 5 000 См відповідно). Географічно вона збігається з положенням грязьових вулканів Керченсько-Таманського регіону, можливо, контролюється тектонічними порушеннями, коренева система яких залягає на глибині 5–7 км [Тихоненков, 1997].

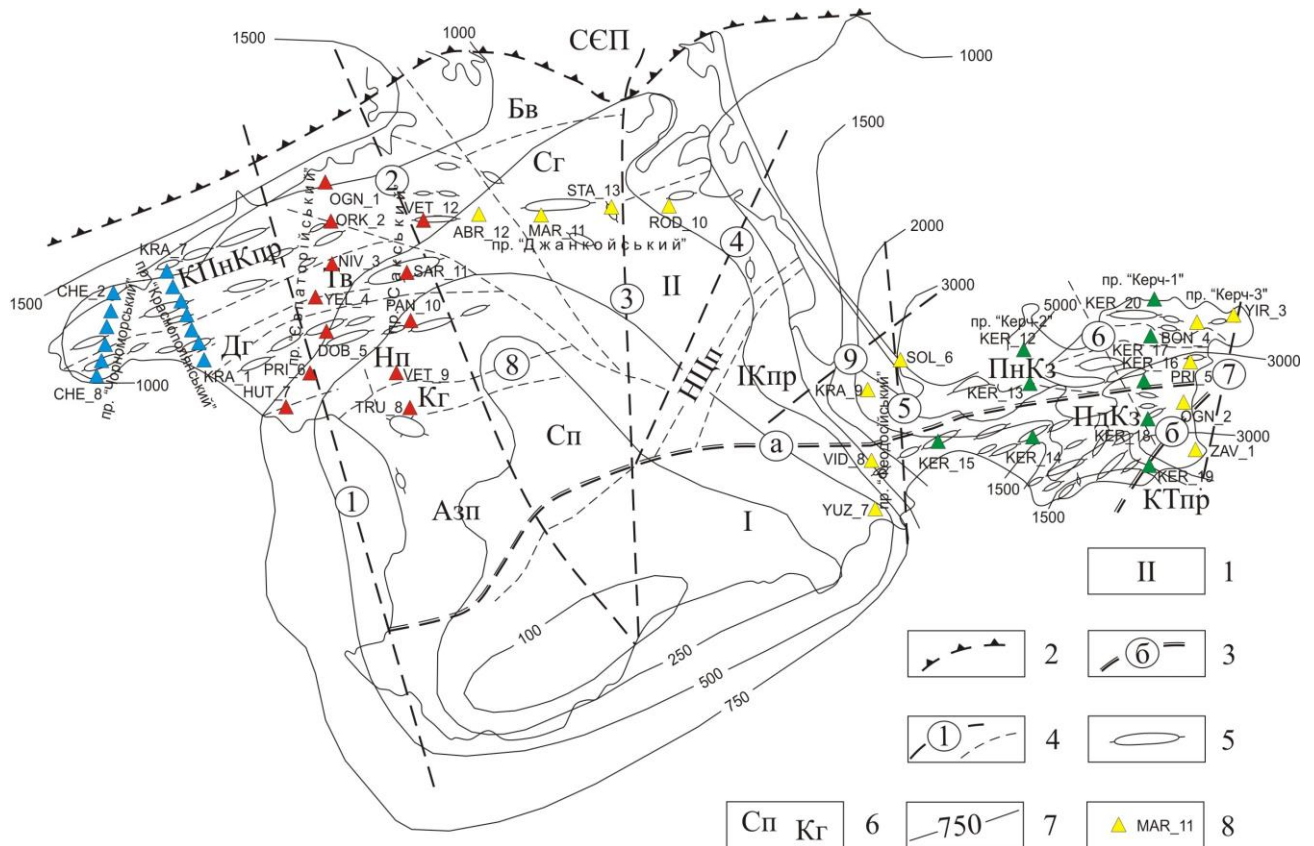


Рис. 6.1. Оглядова карта спостережень методами МТЗ та МВП: 1 – геологічні комплекси (I – складчаста споруда Гірського Криму; II – Скіфська плита); 2 – границя ССП; 3 – розломи першого порядку (а – глибинний розлом, що розділяє Гірський Крим і Скіфську плиту; б – Правдинський); 4 – розлом другого порядку (1 – Євпаторійсько-Скадовський; 2 – Салгирсько-Октябрський; 3 – Чонгарський; 4 – Мелітопольсько-Новоцарицинський; 5 – Корсарсько-Феодосійський; 6 – Горностаєвський; 7 – Керченсько-Чкаловський; 8 – Донузлавський; 9 – Новотитарівський); 5 – локальні підняття; 6 – Геологічні структури (КТпр – Керченсько-Таманський прогин; ІКпр – Індоло Кубанський прогин; КПнКпр – Каркінітсько-Північнокримський прогин; Нп – Новоселівське

підняття; Азп – Альмінська западина; Сп – Сімферопольське підняття; НЦп – Новоцарицинське підняття; Тв – Тарханкутський вал; Грабени: Дг – Донузлавський; Кг – Калинівський; Сг – Сиваський; Бв – Балашовський виступ; ПнКз – Північнокерченська зона; ПдКз – Південнокерченська зона); 7 – розподіл глибин; 8 – пункти спостережень (колір): синій – пр. Чорноморський та Краснополянський; зелений – Керченський; червоний – пр. Євпаторія та Саки; жовтий – пр. Джанкойський, Феодосійський, Керченський.

Необхідно зауважити, що при квазітривимірну моделюванні аномального поля геомагнітних варіацій досить добре визначається просторове розташування аномалій. Водночас глибина залягання провідників та їх потужність встановлюються зі зміщенням, оскільки прояви скін-ефекту у високоомному вмісному середовищі незначні, і глибина провідника може впливати здебільшого, тільки на просторові градієнти типера при віддаленні від границь об'єктів. При рідкій мережі спостережень помилки можуть бути суттєвими.

6.2. Сучасні експериментальні геоелектричні дослідження Кіммерійських утворень Криму

Експериментальні МТ/МВ роботи виконані Інститутом геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України (в 34 пунктах) і УкрНДМІ (відділ електромагнітних методів досліджень під керівництвом Е.М. Шеремета в 14 пунктах) в 2007–2013 рр. (див. рис. 6.1). Спостереження проводилися за допомогою довгоперіодних цифрових станцій серії LEMІ-417 з ферозондовими магнітометрами [Пристай и др., 2014]. Головні переваги станцій – низький часовий дрейф (± 5 нТл/рік) і висока точність вимірювань (0,02 % продовж 2 років), особливо при глибинних зондуваннях земної кори і верхньої мантії.

Спостереження в польових пунктах велися від 10 годин до 7 діб, відстань між пунктами вздовж профілю в середньому становила від 1,5 до 5–10 км.

У переважній більшості пунктів спостережень отримано кондиційні 5-компонентні записи електромагнітного поля, синхронні з ще однією польовою точкою і одним базисним МВ-пунктом обсерваторії «Димер» [Орлюк и др., 2014]. Матеріали такого рівня задовольняють вимогам до застосування процедур синхронного оцінювання передавальних операторів МТ/МВ полів програмного комплексу PRC-MTMV [Varentsov, 2007; Варенцов, 2013]. Такий підхід дозволив ефективно придушувати локальні і регіональні перешкоди різного характеру, що, в свою чергу, дозволило отримати надійні оцінки імпедансу для $T = 10\text{--}10\,000$ с, типерів для $50\text{--}4\,000$ с і горизонтальний магнітний тензор $[M]$ від 10 до 10^4 с. Останній відображає зміну геоелектричного середовища між базисним та польовим пунктом вимірювань. Найбільш адекватне уявлення про будову в околиці польового пункту можна отримати лише у тому випадку, коли базисний пункт розташований у горизонтально-однорідній області, яка характеризується нормальним магнітним полем. Іноді використовують серію базисних пунктів [Алексанова и др., 2013]. Обсерваторія «Димер» розташовується у геоелектрично неоднорідному районі. Хоча S_{oc} становить близько 100 См, її різка зміна від малих значень на УЩ до високих в межах поруч розташованої добре електропровідної з поверхні структури ДДЗ істотно впливає на поведінку МТ-поля. Крім того, базисний пункт «Димер» знаходиться в аномальній зоні (Дніпровська аномалія електропровідності в земній корі і верхній мантії [Гордиенко и др., 2004]). Таким чином, ефекти неоднорідності обсерваторії «Димер» повинні накладати спотворення на ефекти неоднорідності в околицях польових пунктів спостережень.

Обробка експериментальних даних проходила у два етапи. Перший етап – процедура препроцесінгу часових рядів, отриманих станціями на кожному пункті спостережень, що полягає у проріджуванні даних з метою відбракування різних імпульсних перешкод, пов'язаних з передпусковим автокалібруванням приладів, а також з різного роду перешкодами в оперативній близькості від станцій. Другий етап – безпосередня обробка оптимізованого ряду для

побудови амплітудних і фазових значень імпедансу, кривих позірною питомого опору для меридіонального (ρ_{xy}) і широтного (ρ_{yx}) напрямків. Основною проблемою при обробці отриманих даних виявилась істотна дисперсія амплітудних і фазових значень імпедансу і позірною опору на одній із станцій. Для вирішення цієї проблеми отримані результати нормувались на дані базових магнітоваріаційних станцій (нормування методом віддаленої бази), що статистично призвело до зменшення дисперсії значень і згладжування кривих.

Незважаючи на те, що обробка PRC-MTMV дозволяє отримувати діаграми передавальних операторів МТ-поля, візуалізація у вигляді наборів псевдорозрізів найінформативніших компонент функцій відгуку дає можливість наочного відображення результатів, особливо при виділенні в просторі локальних зон високої електропровідності на профілі досліджень.

Виконано аналіз псевдорозрізів МТ/МВ параметрів: компонентів реальної ReW та уявної ImW частин типера; головних компонент M_{xx} і M_{yy} тензора горизонтального аномального магнітного поля; позірною питомого електричного опору (амплітудні ρ_p і фазові φ криві) для меридіонального (ρ_{xy} , φ_{xy}) і широтного (ρ_{yx} , φ_{yx}) напрямків уздовж профілів Євпаторійський і Феодосійський [Бурахович и др., 2015]. Результати експериментальних електромагнітних досліджень уздовж профілів Євпаторійський і Сакський представлені в роботі [Кушнір, 2016]. Перші результати якісної інтерпретації МТ/МВ досліджень Кримського регіону наведені в тезах [Бурахович, Кушнір, 2015].

6.2.1. Аналіз результатів експериментальних досліджень

Тарханкутського півострову, Новоселівського підняття та Сиваської западини

Профіль Чорноморський субмеридіонально перетинає Каркінітсько-Північнокримський прогин в західній частині Тарханкутського півострова (див. рис. 6.1).

Індукційні типери (дійсні ReW і уявні ImW) у семи пунктах профілю для $T < 300$ с характеризуються південно-східним напрямком і величинами до 0,35 і 0,2 відповідно (рис. 6.2, а). Зі збільшенням T до 1 300 с напрямок ImW змінюється на північно-західний, його величина зменшується майже в 3 рази порівняно з величиною ReW . Саме в цьому діапазоні частотна характеристика аномального магнітного поля досягає максимальних значень (0,5) і орієнтована на схід. Поблизу берегової лінії сильний береговий ефект в бухтоподібних геомагнітних варіаціях відображається на величині і характерному напрямку ReW в сторону материка.

На великих T індукційні типери характеризуються майже однаковим значенням (0,3) в більшості пунктів і орієнтацією ReW на північний схід. Якщо аналіз даних продовжити на північ (близько 100 км) і використовувати для інтерпретації результати експерименту [Рокитянский и др., 2012] в пунктах спостереження 8 та 5, то на якісному рівні можна припустити наявність провідних структур не тільки на південному заході (глибокозалягаючих у Чорноморській западині), але і на північному заході (неглибоких в Каркінітському прогині) профілю субмеридіонального простягання. Про це свідчать просторова орієнтація і переходи через нульові значення (в районі 5 і 30–50 км) дійсної меридіональної компоненти типера.

Головні значення тензора горизонтального аномального магнітного поля M_{xx} і M_{yy} визначають розмірність і орієнтацію структури [Schmucker, 1970; Бердичевский, Дмитриев, 2009]. За теорією в разі горизонтально-шаруватої Землі маємо $\|M\| = \sqrt{2}$, зони з $\|M\| > \sqrt{2}$ відповідають структурам зниженого, а $\|M\| < \sqrt{2}$ – підвищеного опору. Аналізуючи значення M_{yy} і M_{xx} (рис. 2.6, б), можна відзначити, що мінімальні значення ReW відповідають відносним максимумам над структурами зниженого опору з урахуванням того, що базисний пункт Димер розташований в аномальній зоні.

На пунктах СНЕ (2, 5 і 7) максимуми цього параметра зміщуються в область великих $T = 5\ 000$ с, що може бути викликано збільшенням глибини залягання верхньої кромки провідних об'єктів.

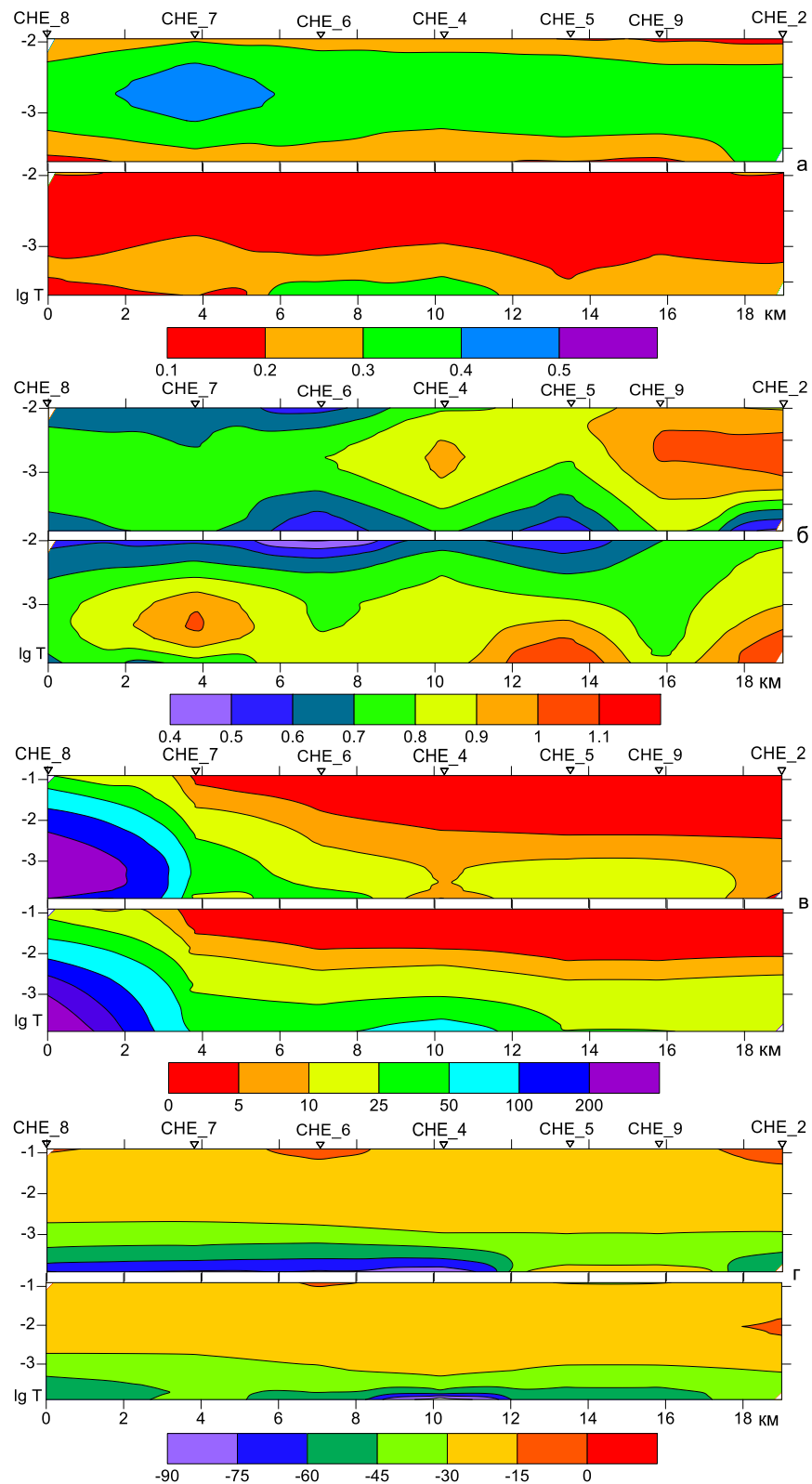


Рис. 6.2. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж пр. Чорноморський: а – значення компонент типерів VEC_Re і VEC_Im ; б – значення головних компонент M_{yy} і M_{xx} тензора горизонтального аномального поля; в – значення позірного опору амплітудних кривих ρ_{xy} і ρ_{yx} ; г – фазові ϕ_{xy} і ϕ_{yx} криві імпедансу. Вертикальна шкала у $-\lg T$.

Співвідношення величин M_{yy} і M_{xx} змінюється кілька разів уздовж профілю і досягає максимуму близько 0,4 в пунктах СНЕ-7, -9 та -2 (3,8 і 16–19 км) для $T = 1\ 000$ с і 0,5 в пункті СНЕ-5 (13 км) для $T = 5\ 000$ с, що свідчить про різку зміну орієнтації телуричних струмів і складну неоднорідну будову надр. Аномальні значення M_{yy} і M_{xx} від 1,2 до 1,4 на $T = 300$ – $1\ 000$ с зафіксовані на території Причорноморської западини [Рокитянский и др., 2012].

Зменшення рівня кривих ρ_{Π} у всьому частотному діапазоні уздовж профілю, ймовірно, відповідає збільшенню S_{oc} від 1 000 до 1 500 См і пояснюється гальванічними явищами (рис. 6.2, в). Зі збільшенням T ρ_{yx} збільшується від перших одиниць до декількох десятків омметрів (до 200 Ом·м в пункті СНЕ-8), спостерігається розбіжність кривих для різних поляризацій, при цьому крива ρ_{xy} практично не зміщується за рівнем ρ_{Π} . Зміна співвідношення між рівнем ρ_{Π} кривих для різних поляризацій ділить профіль (між пунктами СНЕ-6 та СНЕ-7) на дві якісно різні зони, що може бути викликано існуванням приповерхневого провідника субширотного простягання і відповідти даним комплексних типерів.

Фазові криві імпедансу не схильні до гальванічних спотворень, але інформаційні лише з погляду відносної зміни питомого електричного опору середовища над однорідним півпростором ($\varphi = -45^\circ$). Переважно зберігаються амплітудно-фазові відповідності кривих (рис. 6.2, г).

Профіль Краснополянський з півдня на північ перетинає різні геологічні структури західної частини Кримського регіону: Донузлавський грабен, Тарханкутський вал і Каркінітсько-Північнокримський прогин (див.рис. 6.1).

У восьми пунктах профілю Краснополянського поведінка індукційних параметрів повторює ситуацію по Чорноморському. На $T < 300$ с напрямок VEC_{Re} в основному південно-східний, а величина складає в середньому до 0,25 (рис. 6.3, а). Розбіжності між орієнтацією дійсних і уявних типерів не перевищує 90° , VEC_{Im} спрямована на схід і не перевищує 0,1–0,2. Максимальне співвідношення (більше 3) їх значень дає можливість визначити

максимум частотної характеристики, який відповідає діапазону T від 300 до 800 с, при цьому напрямок VEC_{Re} у всіх пунктах південно-східний.

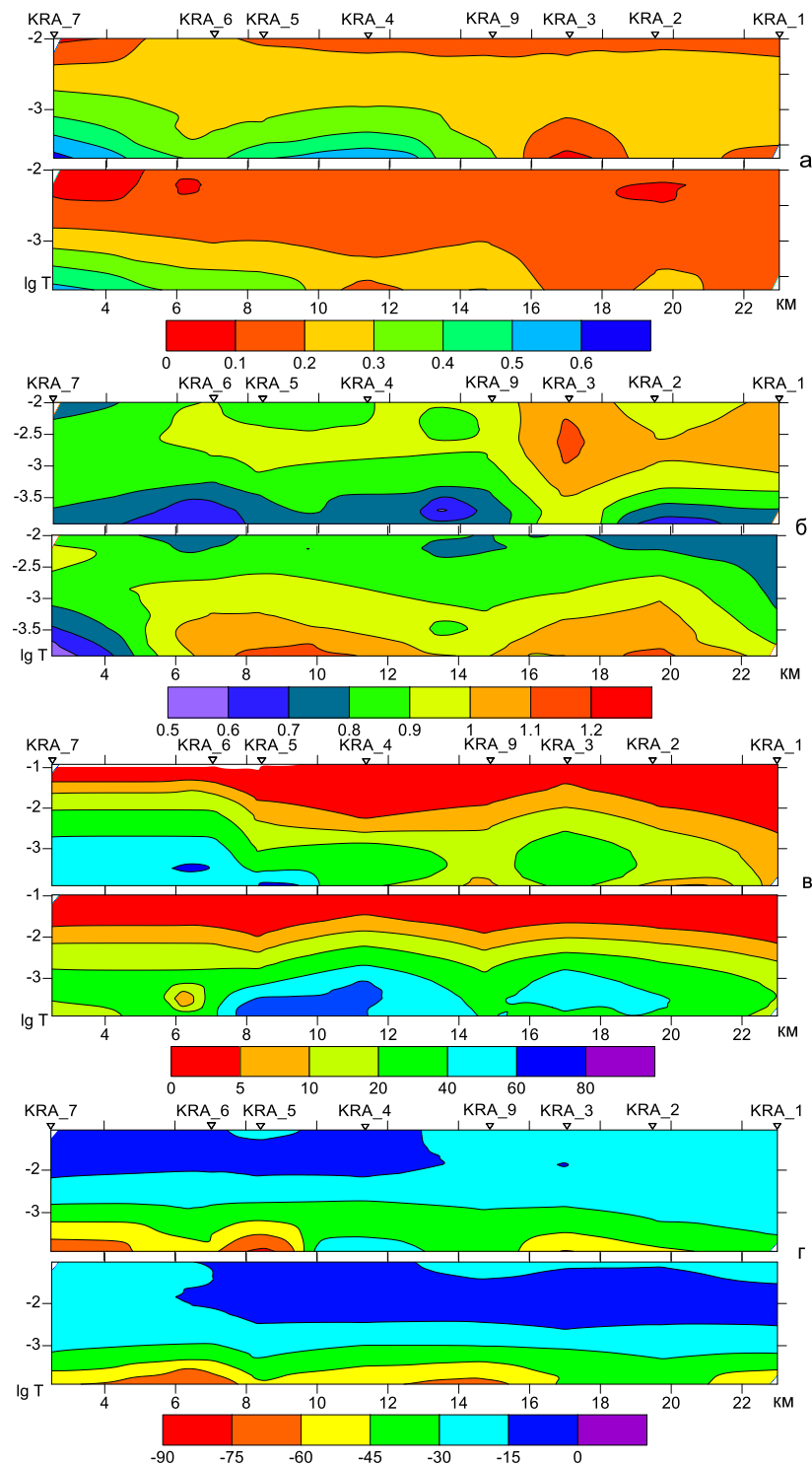


Рис. 6.3. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж пр. Краснополянський. Умовні позначення див. рис. 6.2.

Зі збільшенням T (понад 1 500 с) все більше спостерігається орієнтація VEC_{Im} на північний захід, кут між реальною і уявною індукційними стрілками істотно перевищує 90° , тобто орієнтація VEC_{Re} в основному спрямована на північний схід, в той час як їх величини стають співрозмірні і в середньому близькі до 0,3. Великі значення типера в пункті КРА-7 в області $T > 1\ 000$ с можливо викликані перешкодами при реєстрації магнітних компонент. За хаотичною поведінкою напрямків типера та малими значеннями до 0,1 (рідше 0,2) в пункті КРА-3 поведінку комплексних індукційних стрілок профілю якісно можна розділити на дві частини: південну (КРА-7–9, до 17 км) – менш провідну і північну (КРА-3–1) – більш провідну.

Таким чином, при просторовій орієнтації північної компоненти VEC_{Re} (величина близько 0) можна припустити продовження на схід від пр. Чорноморський двох провідних структур субширотного простягання: 1) на південь від пункту КРА-7 і 2) між пунктом профілю КРА-3 в Криму і КРА-9 в Причорноморській западині [Рокитянский и др., 2012].

На жаль, параметри аномального магнітного поля розташовані переважно в діапазоні 0,8–1,2 (рис. 6.3, б), розбіжності між головними значеннями M_{yy} і M_{xx} не більше 0,2 (проте в пункті КРА-3 і на північ від нього до 0,3 в діапазоні T , що відповідає максимуму частотної характеристики індукційних типерів), при цьому співвідношення між ними різко змінюється уздовж профілю (особливо для $T > 1\ 500$ с). Очевидно, що типери мають підвищену чутливість до глибинних структур і значно краще дозволяють розділяти горизонтальні зміни глибинної електропровідності у цьому випадку, ніж горизонтальні магнітні тензори M_{yy} і M_{xx} .

Криві ρ_n характеризуються висхідною гілкою від перших одиниць до 100 Ом·м. На профілі у всьому частотному діапазоні спостерігається зменшення рівня кривих ρ_n (від 10 до 10 Ом·м) в північному напрямку (рис. 6.3, в), що відповідає збільшенню S_{oc} від 1 000 до 1 500 См (на північ від КРА-3). Зміна співвідношення між рівнем кривих ρ_n для різних поляризацій в південній частині профілю (перші 8 км до і після КРА-5) може бути викликана

існуванням приповерхневого провідника субширотного простягання, що також відповідає даним комплексних типерів, як і на пр. Чорноморський.

Фази імпедансу знаходяться в діапазоні від 0° до -75° (рис. 6.3, г). Зі збільшенням $T > 1000$ с вони плавно наближаються до -50° , де виходять на постійний рівень, що свідчить про однорідне електропровідне середовище.

Профіль Євпаторійський. Зовсім інша картина поведінки комплексного типера отримана у семи пунктах МВП за профілем Євпаторійський [Бурахович и др., 2015] і за даними [Рокитянский и др., 2012]. Спостережена величина VEC_{Re} близько або більше 1 на періодах до 300 с може бути викликана перешкодами різного техногенного походження. На періодах більше 300 с весь профіль за пунктом DOB-5 (17,5 км), де найменші значення у всьому частотному діапазоні комплексного типера, можна розділити на дві частини: північну і південну (рис. 6.4, а).

Для північної характерні низькі значення індукційних стрілок до 0,3, які не тільки зменшуються зі збільшенням періоду, але і змінюють орієнтацію з південного сходу до півночі/нісхід для VEC_{Re} і з північногосходу на північ та північний захід для VEC_{Im} . Винятком є високі значення до 0,4 в пункті YEI-4 (28 км). Південній частині профілю властиві величини до 0,5 практично в усьому частотному діапазоні, зміна напрямку VEC_{Re} від східного до північно-східного, в той час як VEC_{Im} змінюється хаотично від періоду до періоду і від точки до точки. Практично скрізь розбіжності між орієнтацією VEC_{Re} і VEC_{Im} близько 90° , тобто порушується колінеарність векторів, що свідчить про асиметрію або тривимірності середовища.

Ще один перехід через 0° у меридіональній компоненті VEC_{Re} реєструється між крайньою північною точкою пр. Євпаторійський і даними [Рокитянский и др., 2012] в районі Причорноморської западини. Добре відомо, що дійсні типери спрямовані від зон підвищеної (концентрації струмів) до зон зниженої електропровідності і відображають її розподіл в геологічному середовищі по горизонталі і вертикалі. Крім того, індукційні стрілки

характеризують наявність зон підвищеної електропровідності на різних глибинах.

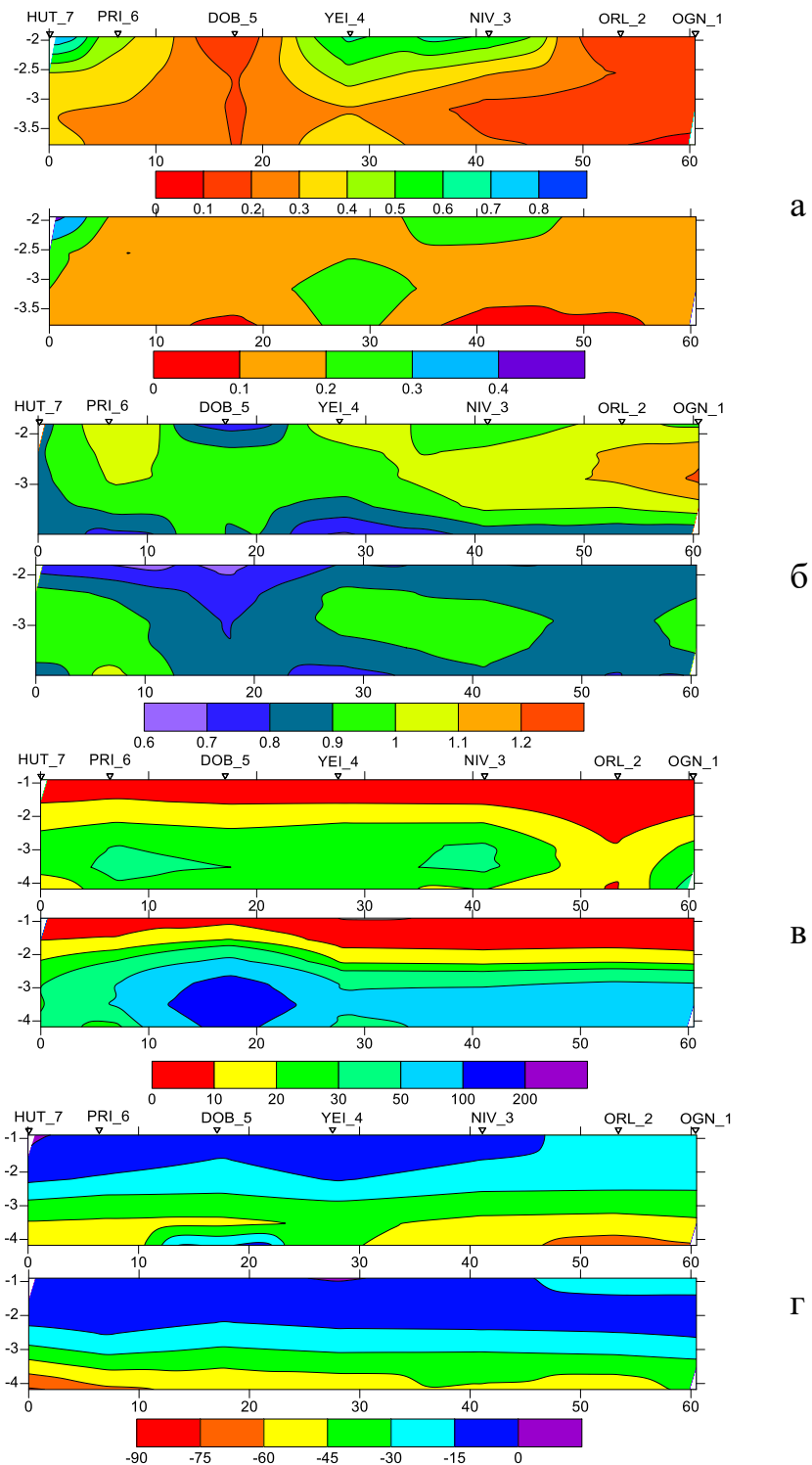


Рис. 6.4. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж профілю Євпаторійський. Умовні позначення див. рис. 6.2.

Співвідношення між M_{xx} та M_{yy} зберігається уздовж профілю, величина M_{xx} плавно зростає від 0,9 до 1,4 и варіює від 0,8 до 1 для M_{yy} у північному

напрямку (рис. 6.4, б). Максимальні розбіжності між ними характерні для пункту DOB-5 (близько 0,2) та досягають 0,3 північніше ORL-2 (53 км) і в Причорноморській западині. На жаль, немає чіткої відповідності між поведінкою типерів і аномального магнітного поля.

Необхідно відзначити різку зміну S_{oc} від одного пункту до іншого від 500 до понад 1 500 См, що істотно впливає на поведінку кривих ρ_{Π} . Південь профілю характеризується низькими величинами S_{oc} , і на всіх періодах спостерігається зменшення рівня кривих ρ_{Π} (рис. 6.4, в), що відповідає, ймовірно, наявності глибинної електропровідної структури. У північній частині зменшення рівня кривих ρ_{Π} відповідає збільшенню S_{oc} . Однак зі збільшенням T відбувається розбіжність кривих для різних поляризацій майже на порядок, при цьому рівень субмеридіональних кривих ρ_{xy} практично не змінюється, а збільшення субширотних ρ_{yx} спричинено гальванічними явищами. Переважно спостерігається амплітудно-фазові відповідності кривих (рис. 6.4, г).

Сакський профіль. Самий східний субмеридіональний профіль, що перетинає поперек Тарханкутсько-Новоселицьке підняття та складається з п'яти пунктів вимірів МТ/МВ полів.

Характерною особливістю комплексних типерів вздовж пр. Сакський є дуже низькі значення у всьому частотному діапазоні (не більше 0,2), зміна орієнтації VEC_{Re} з південного на північне для періодів більш 512 с (рис. 6.5, а). Часто величина уявної індукційної стрілки близька або значно перевищує дійсну, і в тих випадках, коли можливо визначити орієнтацію, вона, пов'язана з північним напрямком.

Висновок напрашується тільки один – геологічне середовище є тривимірним і аномальнопровідним: поведінка типерів переважно відображає вплив (величина північної компоненти досягає 0,5), який спричиняє береговий ефект у пункті Севастополь (–60 км) за даними [Рокитянский, 1975], потім проявляються декілька зон з нульовими значеннями і північної, і південної компонент (10–50 км), які просторово відповідають значній електропровідній (до 1 500 См) поверхневій структурі в межах Північнокримського прогину.

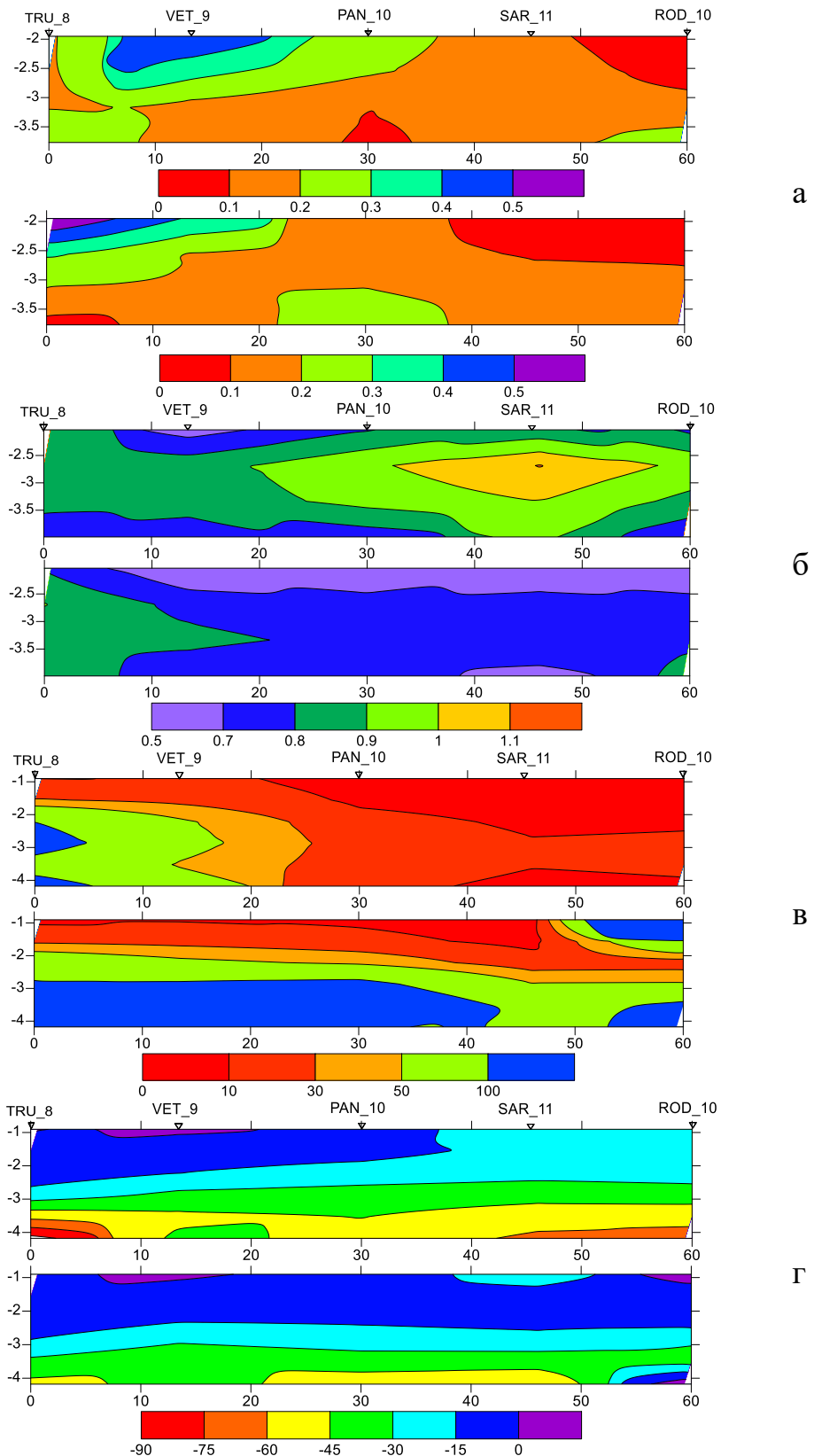


Рис. 6.5. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж пр. Сакський. Умовні позначення див. рис. 6.2.

Виняток становить найпівденніший пікет TRU-8 (0 км), на ньому зареєстровані комплексні типери на T до 1 500 с величиною більше 1, на

$T = 300$ с навіть 1,3, орієнтація стрілки суперечить дії берегового ефекту. Можна припустити кілька варіантів пояснення такої поведінки аномального геомагнітного поля: 1) техногенними перешкодами, 2) складною добре провідною приповерхневою аномалією, ефект від якої істотно вище впливу сумарної поздовжньої провідності осадових відкладів морської води та осадів Альмінської западини.

Між типерами і компонентами аномального магнітного поля (рис. 6.5, б) пр. Сакський спостерігається відповідність. Так, мінімальні значення VEC_{Re} на пікетах SAR-11, PAN-10 (30–45 км) характеризуються відносно високими значеннями M_{xx} і максимальні розбіжності становлять 0,35 для $T = 500$ –800 с. Співвідношення рівня між M_{xx} і M_{yy} , характерне для всього Тарханкутського півострова, передбачає субширотну орієнтацію глибинного провідника, зберігається вздовж всього профілю, крім пункту TRU-8 (0 км). Необхідно відзначити зміщення в область менших T (500–800 с) максимуму частотної характеристики аномального горизонтального магнітного поля порівняно з даними ($T = 5\ 000$ с) на Чорноморському профілі.

Зменшення значень кривих ρ_{Π} (рис. 6.5, в) з півдня на північ відповідає збільшенню S_{oc} . Зі збільшенням T спостерігається розбіжність кривих для різних поляризацій майже на порядок (для північної частини профілю), при цьому субмеридіональна крива ρ_{Π} веде себе так само, як і на західних профілях. Пункт TRU-8 є винятком, тут криві МТЗ за напрямками вимірювальних ліній збігаються і виходять на рівень глобальних даних.

Фази імпедансу знаходяться в діапазоні від 0° до -90° (рис. 6.5, г). Зі збільшенням T вони плавно спадають до -50° на $T = 1\ 000$ с де виходять на постійний рівень.

Профіль Джанкойський. Субширотний Джанкойський профіль, розташований в північній частині СП в Сиваському грабені східніше Салгірсько-Октябрської розломної зони (див. рис. 6.1), будемо аналізувати спільно з північними пікетами OGN-1 (–50 км) і LEV-12 (–18 км) пр. Євпаторійський і Сакський відповідно.

Швидше за все пункт АBR-12 (0 км) розташовується біля східного кордону аномалії високої електропровідності, яка проявилася в магнітоваріаційних параметрах західних субмеридіональних профілів, оскільки їхні орієнтації в просторі ідентичні, а головне величина менше 0,1.

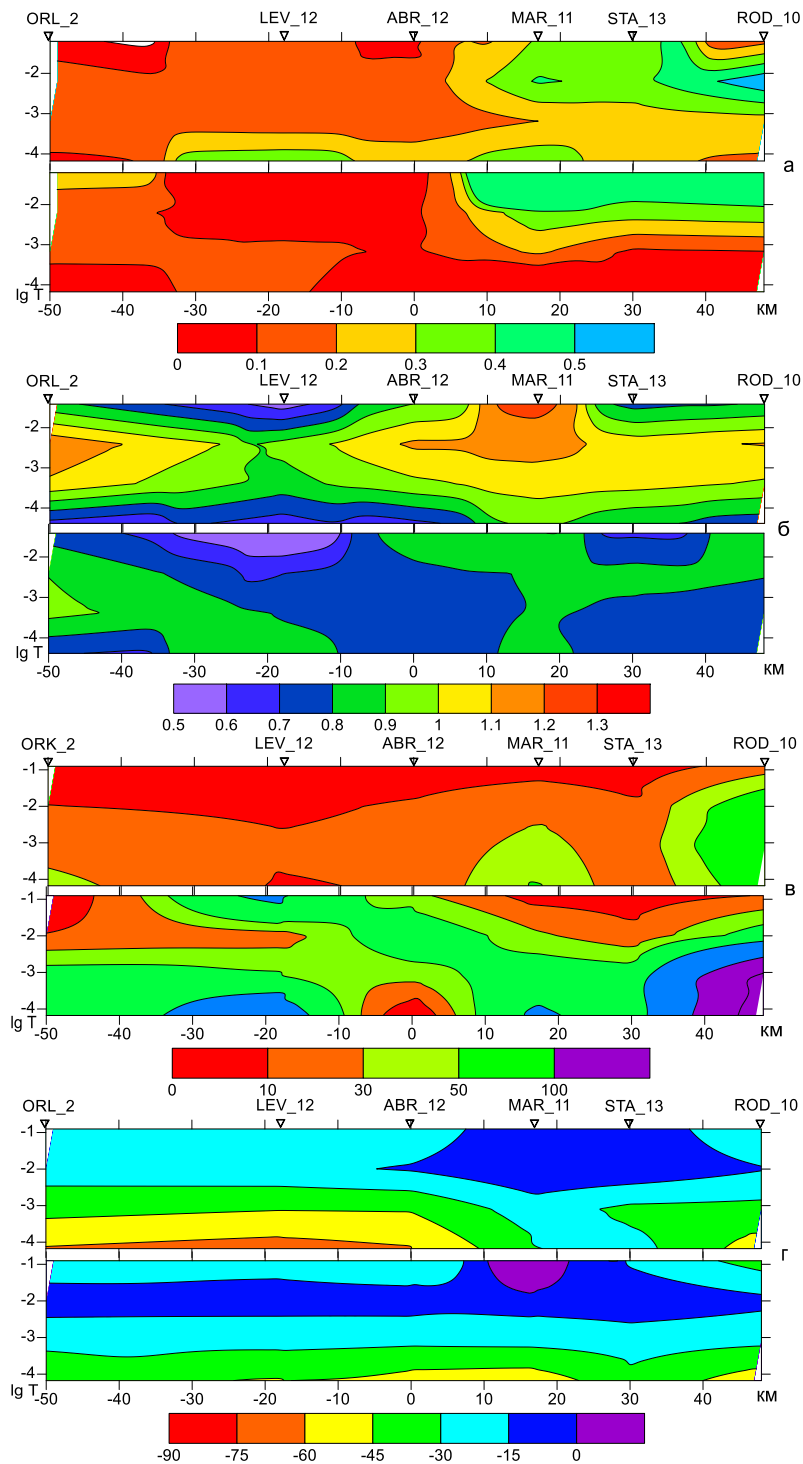


Рис. 6.6. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж пр. Джанкойський. Умовні позначення див. рис. 6.2.

Всі пункти з такими величинами у всьому частотному діапазоні і хаотичною орієнтацією розміщені в районі з високою $S_{os} \geq 1\,000$ См де ізогіпси поверхні верхньої крейди сягають 1 400 м. А ось комплексні індукційні стрілки в пункті MAR-11 (17 км) вже орієнтовані на південний схід від епіцентру провідного включення, їх величина близька до 0,5 і починає зменшуватися на періоді 500 с (рис. 6.6, а). Практично у всьому діапазоні T уявні стрілки більші або дорівнюють дійсним, кут розходження між ними близько 90° , що свідчить про складну тривимірну будову геологічного середовища. На самих східних пунктах профілю типери, ймовірно, відображають береговий ефект, спрямовані переважно на захід, колінеарні, їх величини (максимум 0,5–0,7 на $T = 300$ –500 с) зменшуються зі збільшенням T геомагнітних варіацій.

Співвідношення рівня між характеристиками аномального горизонтального магнітного поля $M_{xx} > M_{yy}$ зберігається вздовж всього профілю, розбіжності між ними вище 0,2 і досягають максимуму 0,4 для $T = 500$ –800 с у східній частині на пікетах 0–50 км (рис. 6.6, б). Передбачається субширотна орієнтація глибинного провідника. На цьому профілі, як і на більшості інших, зберігаються відносно неаномальні величини параметрів M_{xx} і M_{yy} при нормуванні на пункт «Димер». А при використанні даних геомагнітного поля в пункті ROD-10 (48 км) у вигляді базисних нормування синхронних спостережень дає в пунктах STA-13 (30 км) і MAR-11 (17 км) значну аномалію в параметрі M_{yy} – більше 2,0 на $T \leq 30$ с і 1,8 на $T = 30$ –40 с відповідно (рис. 6.7).

На $T > 100$ с аномалія не проявляється, що може свідчити про незначну глибину залягання провідника (за результатами якісної інтерпретації кривих ρ_{yx} верхня кромка залягає на глибині 2–3 км в ROD-10 і 3–5 км в STA-13), пов'язаного, ймовірно, з провідністю осадових відкладів.

Значення S_{os} вздовж профілю в середньому дорівнює 1 000 См, змінюючись від 500 до 1 500 См. Якщо на $T = 300$ с значення кривих ρ_{Π} відповідають зміні S_{os} , то на $T = 1\,500$ с така поведінка характерна тільки для ρ_{Π} північної поляризації телуричних струмів. Крім того, в центральній частині

профілю (від 0 до 30 км) співвідношення зменшення значень S_{os} і ρ_{II} може бути викликано існуванням провідника з верхньою кромкою на глибині 40–50 км.

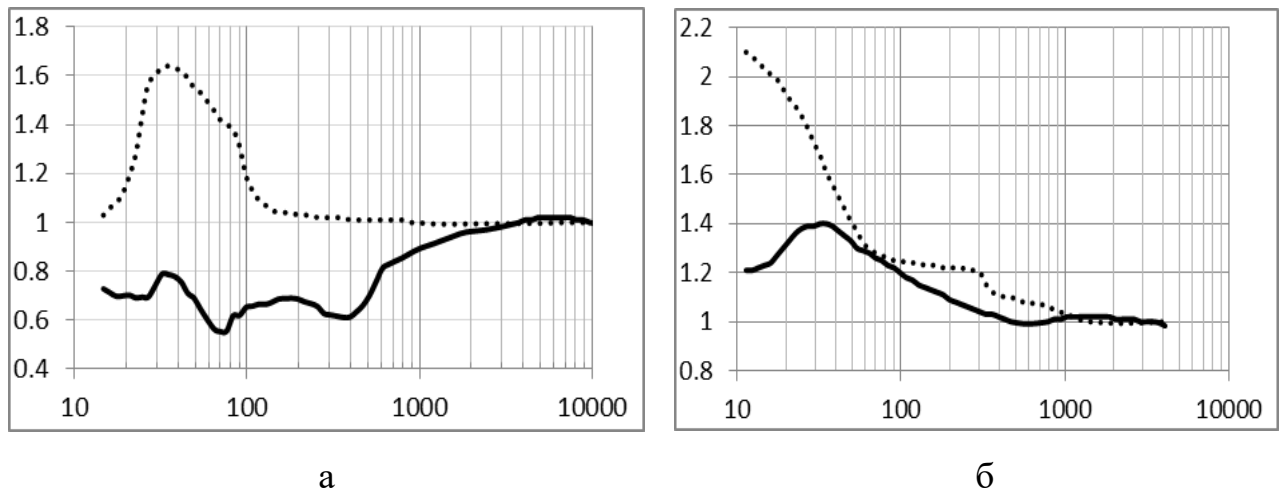


Рис. 6.7. Значення головних компонент M_{yy} (пунктирна) і M_{xx} (суцільна) тензора горизонтального аномального поля в пунктах MAR-11 (а) і STA-13 (б) при нормуванні на дані базисного пункту ROD-10.

Проаналізувавши отримані комплексні типери в широкому діапазоні T можна припустити існування або декількох протяжних субвертикальних провідних структур, або межі єдиного витягнутого провідника, що простягається в субширотному напрямку в центральній частині СП.

6.2.2. Експериментальні геоелектричні дослідження Керченського півострова

Профіль Феодосійський. Східна частина Криму, а саме Керченський півострів, також досліджений геоелектричними методами по чотирьох субмеридіональних профілях. Феодосійський профіль розташований на захід від Корсаксько-Феодосійського розлому з обох боків від границі, що розділяє СП і Гірський Крим, і складається з чотирьох пунктів вимірювання, найпівнічніший з яких розміщений на Арабатській стрілці, а південний – на Чорноморському узбережжі (рис. 6.1, 6.8).

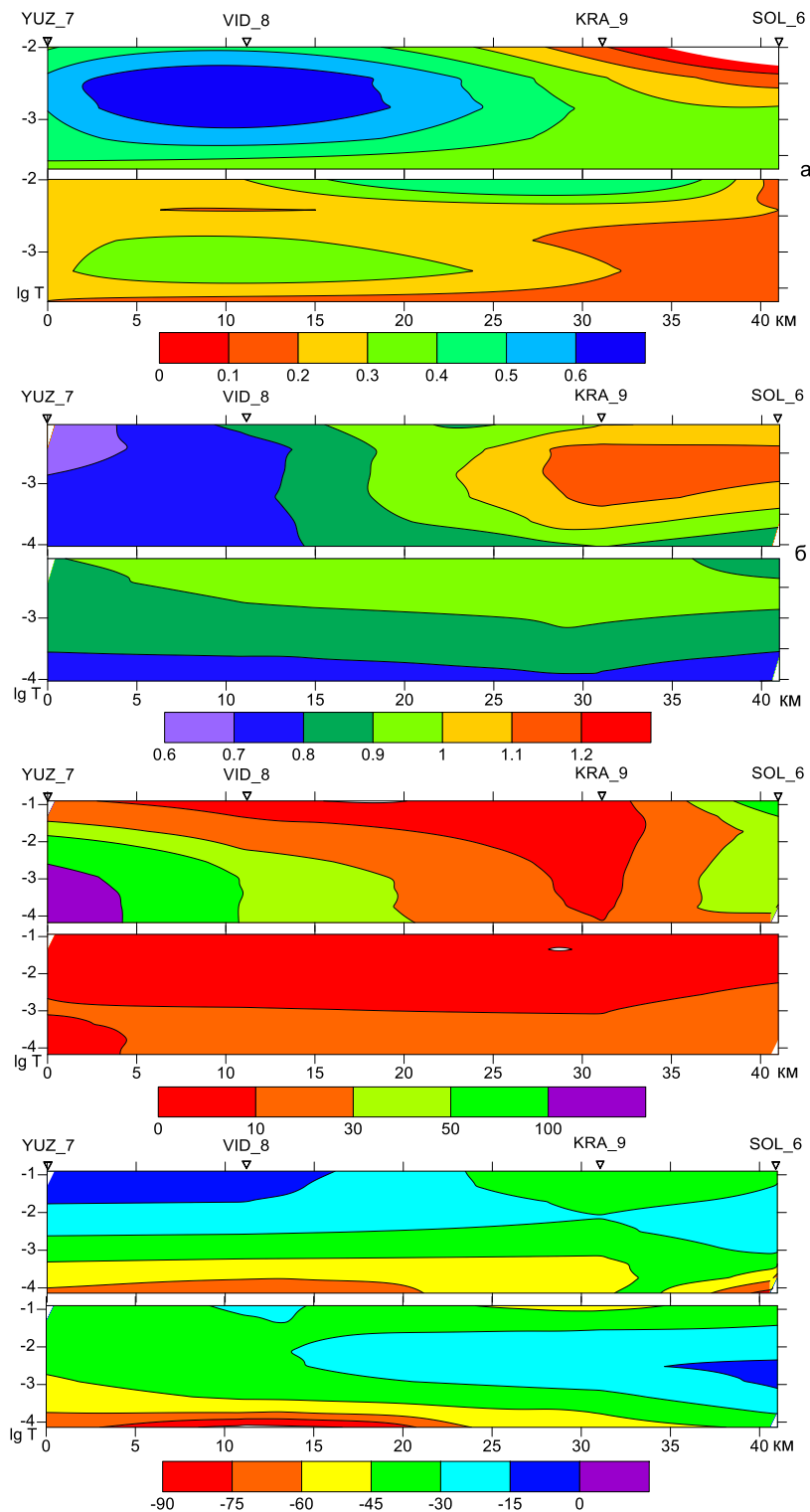


Рис. 6.8. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж профілю Феодосійський. Умовні позначення див. рис. 6.2.

Як і у всіх подібних випадках, важко теоретично пояснити величину типера близько і більше 1, і коли така величина спостерігається на коротких $T < 100\text{--}300$ с. Такі значення розглядають як результат техногенних перешкод, тобто низьке співвідношення сигнал-шум не дає можливості отримати надійні

оцінки МВ передавальних функцій. До $T = 1\,500$ с VEC_{Re} у всіх пунктах профілю зберігає напрямок на захід або південний захід, а величина на південних пікетах (VID-8 до 0,7) більше, ніж на північних (SOL-6 і KRA-9 до 0,4), максимум частотної характеристики відповідає $T = 500\text{--}1\,800$ с (рис. 6.8, а). Зі збільшенням T не тільки змінюється в бік зменшення величина VEC_{Re} до 0,25, а і його орієнтація на північний захід. У всьому частотному діапазоні VEC_{Im} за величиною у кілька разів менше VEC_{Re} , спостерігається мінімум до 0,2 на $500 < T < 1\,300$ с (особливо в північній частині профілю), кут розбіжності між реальними і уявними типерами становить 90° і більше, що свідчить про складну тривимірну будову геологічного середовища за даними геоелектричних досліджень.

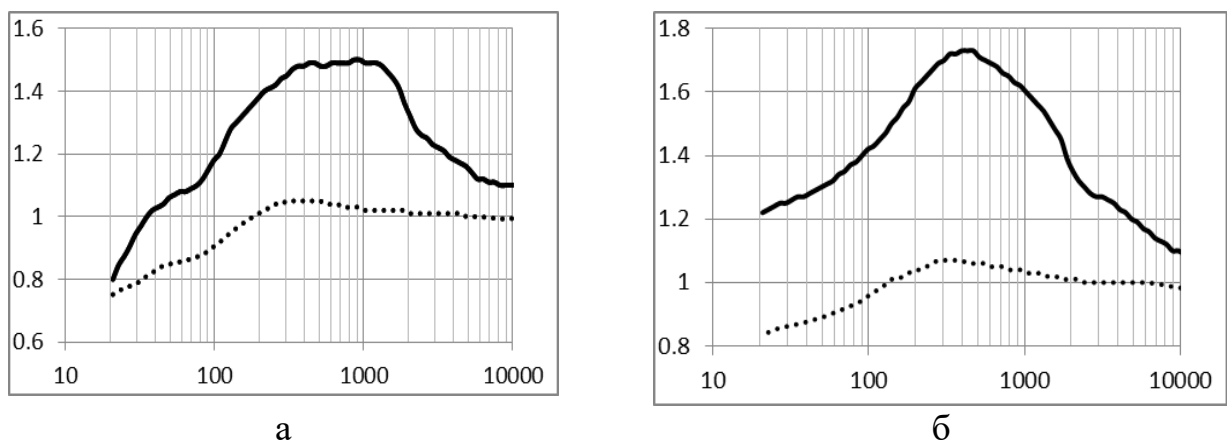


Рис. 6.9. Значення головних компонент M_{yy} (пунктирна) і M_{xx} (суцільна) тензора горизонтального аномального поля у пунктах вимірювання SOL-6 при нормуванні на дані пунктів VID-8 (а) і YUZ-7 (б).

Розбіжність між рівнями M_{xx} і M_{yy} (у середньому не перевищує 0,2) збільшується в північній частині профілю і досягає максимуму 0,4 на $T = 500\text{--}800$ с на пікетах 28 км і більше (рис. 6.8, б). Передбачається субширотна орієнтація глибинного провідника. При нормуванні синхронних спостережень в пункті SOL-6 (Арабатська стрілка, 41 км) на дані в пунктах VID-8 (11 км) і YUZ-7 (0 км) величини горизонтального аномального магнітного поля M_{xx} сягають 1,5–1,75 на $400 < T < 1\,100$ с, при цьому розбіжність між значеннями

головних компонент тензора більше 0,6 (рис. 6.9), що підтверджує наявність провідника, передбачуваного за оцінками МВ передавальних функцій.

Зменшення рівня кривих ρ_{xy} (від 100 до YUZ-7 до перших одиниць Ом·м в KRA-9) відповідають зміни S_{oc} від 250 до 3 000 См, в той час як форма і рівень широтних кривих (в середньому близько 10 Ом·м) зберігається уздовж всього профілю. У південній частині (до 30 км) співвідношення між збільшенням S_{oc} і практично слабо мінливих ρ_{yx} за профілем може бути викликано існуванням приповерхневого провідника з верхньою кромкою на глибині 1–3 км.

Комплексна якісна інтерпретація електромагнітних передавальних операторів зводиться до припущення про наявність глибинного (верхня кромка 2–10 км) провідника на півночі профілю, особливо в пункті SOL-6. Наявність двох (або однієї) аномалій електропровідності, але з різною глибиною залягання верхньої кромки уздовж профілю, підтверджується і за даними фаз імпедансу (рис. 6.8, г).

Профіль Керчь-2 проходить на схід від Керченського перешийка, на відстані близько 30 км від попереднього профілю субмеридіонально розташовані три пункти, а четвертий, самий південній (KER-15), між пр. Феодосійський і Керчь-2.

Зі збільшенням періоду VEC_Re змінює напрямок на пікеті KER-15 (0 км) від західного ($T < 500$ с) до північно-західного ($T > 500$ с), в центральній частині профілю орієнтація варіює від півдня до південного заходу ($T < 1\,500$ – $2\,000$ с), а на північних пунктах від східного ($T < 200$ с) до північно-західного ($T = 1\,000$ – $2\,500$ с) і північного на великих T (рис. 6.10, а). Зміна напрямків типерів у північній компоненті VEC_Re в діапазоні $T > 300$ с для пунктів спостереження KER-12 і KER-13 (між 35–42 км) передбачає існування субширотної електропровідної структури, яка може бути просторово пов'язана з основним тектонічним швом між СП і складчастими спорудами Гірського Криму. Важко визначити максимум частотної характеристики, ймовірно, він припадає на $T = 800$ – $1\,800$ с з величиною 0,4, при цьому величини VEC_Im порівнянні з VEC_Re, кут між ними коливається від точки до точки і дорівнює

приблизно 90° . Величина типера в пункті KER-12 дуже мала (до 0,1) і може бути викликана значними S_{oc} близько 5 000 См і потужністю осадових відкладів до 9 км Керченсько-Таманського прогину.

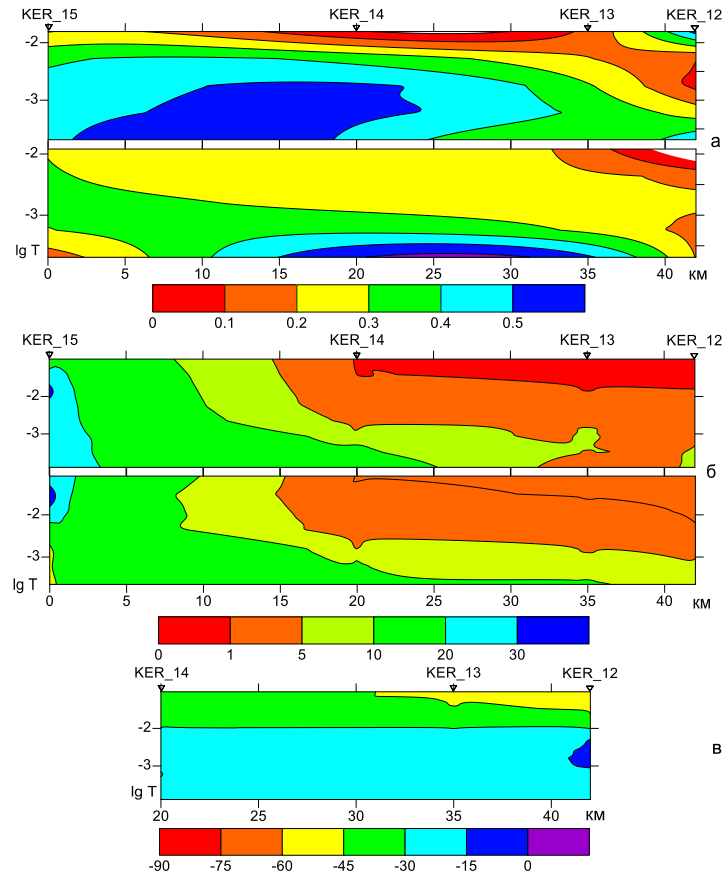


Рис. 6.10. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж пр. Керчь-2: а – значення компонент типерів VEC_Re і VEC_Im ; б – значення уявного опору амплітудних кривих ρ_{xy} і ρ_{yx} ; в) фазові ϕ_{xy} криві імпедансу. Вертикальна шкала в $-\lg T$.

Зменшення рівня значень кривих ρ_{II} з півдня на північ відповідає збільшенню S_{oc} від 1 000 до 4 500 См (рис. 6.10, б). Зі збільшенням T відбувається розходження кривих для різних поляризацій більш ніж на порядок (для KER-12 в південній частині профілю). Можна припустити існування глибинних електропровідних об'єктів. Якість експериментального матеріалу не дозволяє отримати надійні дані по фазовим кривим імпедансу (рис. 6.10, в).

Профіль Керчь-1 простягається субмеридіонально на схід від Горностаївської зони розломів на відстані 30 км від згаданого вище пр. Керчь-2

(безпосередні вимірювання електромагнітного поля Землі в 10 пунктах уздовж цих двох профілів проводилися І.Ю. Ніколаєвим і Г.Н. Зайцевим у 2007 р.). Найпівденніший пункт KER-19 розташований в зоні перетину розломних структур Горностаївської та Правдинської, а KER-16 – над регіональним швом між ССП і СП (див. рис. 6.1).

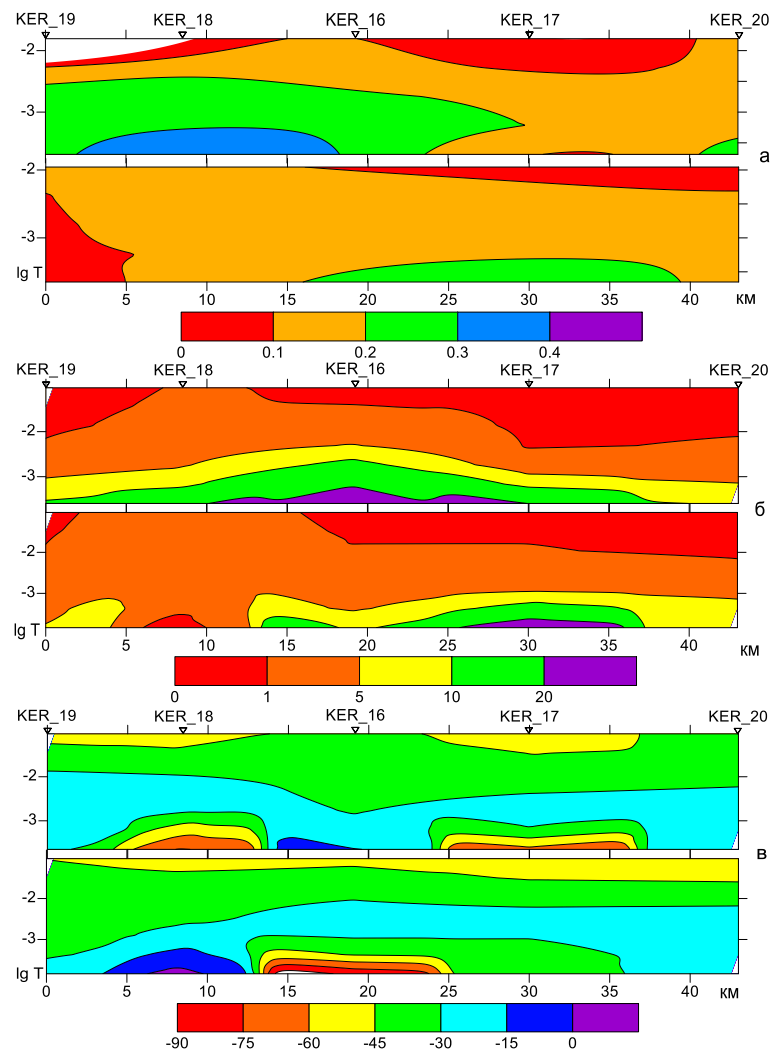


Рис. 6.11. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж профілю Керчь-1. Умовні позначення див. рис. 6.2.

Крім двох північних пунктів KER-17 і KER-20 (а також KER-12 і KER-13 профілю Керчь-2), де напрямок типерів переважно спрямований на південний схід на коротких $T < 300$ с, на всіх інших пікетах у всьому частотному діапазоні VEC_{Re} орієнтований на захід. При цьому можна передбачити існування глибинного електропровідного об'єкту субширотного простягання між пікетами KER-18 і KER-19 (0–8 км) із розвороту меридіональної компоненти

типера на T геомагнітних варіацій більше 800 с. Максимум частотної характеристики близько 0,3 можна віднести саме до цього T , хоча при цьому не на всіх пікетах (особливо в північній частині профілю) спостерігаються малі величини VEC_Im (рис. 6.11, а). Для більшості T VEC_Im близько 0,2 близька за величиною з VEC_Re (0,1–0,3), а кут між ними змінюється від 0 до 90° зі збільшенням T . Ймовірно, це викликано значною S_{oc} , яка змінюється від точки до точки від менш 2 000 (у центральній частині) до 5 000 См, як на попередньому профілі.

Середній рівень кривих ρ_n відповідає зміні S_{oc} . Розходження кривих для різних поляризацій в центральній частині (пікет KER-16, 20 км) досягає майже одного порядку у всьому діапазоні частот (рис. 6.11, б) і менше половини порядку на півдні (KER-19, 0 км), що можливо за рахунок існування як глибинних, так і приповерхневих електропровідних об'єктів. Фазові криві імпедансу відповідають амплітудним кривим (рис. 6.11, в).

Профіль Керчь-3 – самий східний на Керченському півострові, складається з п'яти субмеридіонально розташованих пунктів. Південний пункт ZAV-1 зареєстрований на території Керченсько-Таманського прогину, OGO-2 над Правдинською розломною структурою, два пункти – в Північнокерченській зоні, а найпівнічніший – над Керченсько-Чкаловською зоною розломів (див. рис. 6.1).

Комплексні індукційні стрілки характеризуються дуже малими значеннями – в середньому до 0,1 (особливо в північній частині профілю) та доходять до 0,25 в центральній. Орієнтація переважно на захід. Розбіжність в меридіональній компоненті VEC_Re спостерігається в центральній частині профілю між пунктами BON-4 і PRI-5 (18–28 км) на $T > 300$ с (рис. 6.12, а). Для більшості T VEC_Im менше або порівняно з величиною VEC_Re , в той час як кут між ними складає 0–45°. Така картина поведінки типерів може пояснюватися значною електропровідністю приповерхневих відкладів, яка сягає понад 5 000 См.

Профіль Керчь-3 єдиний з восьми розглянутих вище, на якому головні значення горизонтального магнітного поля при нормуванні на базовий пункт

«Димер» мають аномальні величини більш $\sqrt{2}$, а саме 1,38–1,52 на $T = 1\,000$ – $1\,500$ с, при цьому співвідношення рівня між M_{xx} і M_{yy} змінюється на пікеті 10 км (OGO-2), розбіжність сягає близько 0,2 (рис. 6.12, б). Що свідчить про субмеридіональну орієнтацію глибинного провідника.

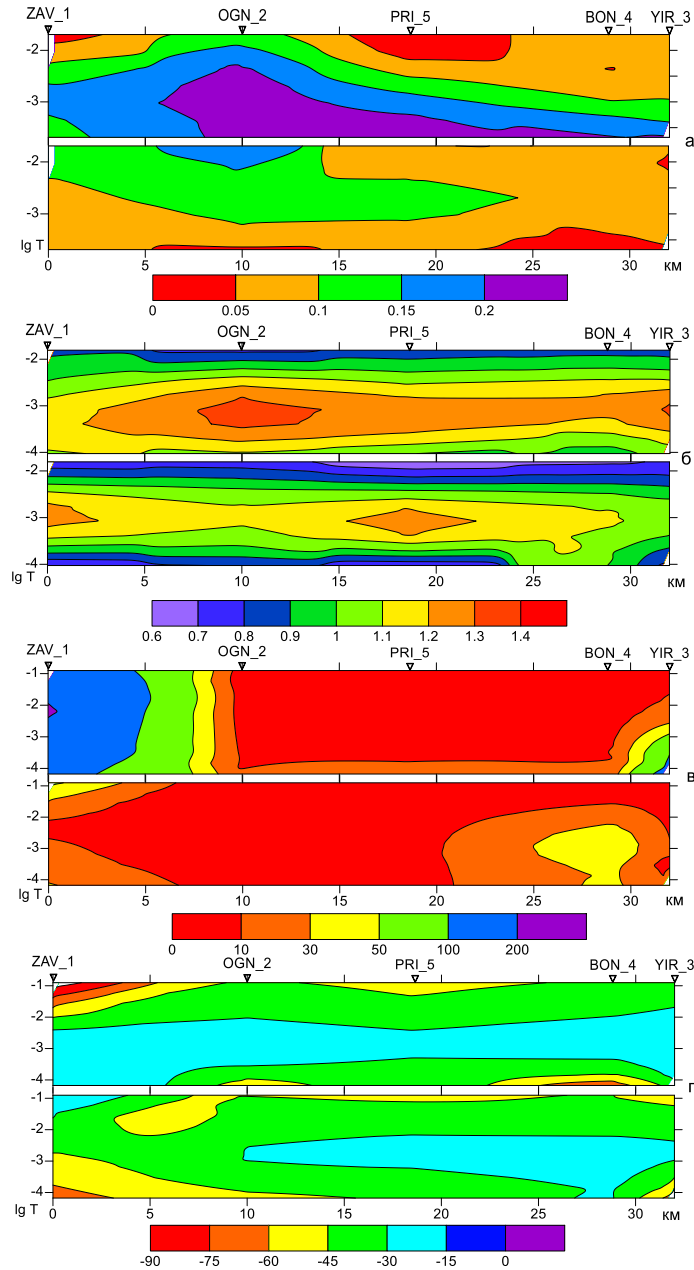


Рис. 6.12. Псевдорозрізи МТ/МВ параметрів уздовж пр. Керчь-3. Умовні позначення див. рис. 6.2.

У переважній більшості криві ρ_{II} відображають високу провідність приповерхневих відкладів S_{oc} від 5 000 до 3 000 См, їх середній рівень близько 10 Ом·м (рис. 6.12, в). Максимальна розбіжність кривих для різних поляризацій на коротких періодах спостерігається на пікеті ZAV-1 (0 км), що може свідчити

Північна границя проходить по осьовій частині Північнокримського прогину, через Михайлівську западину та, ймовірно, на заході пов'язана з електропровідною структурою Болградського глибинного розлому Переддобруджинського прогину. На східному напрямку, дійшовши до Сиваського грабена, різко повертає на південний схід і простягається вздовж Салгирсько-Октябрського розлому. У центральній частині Криму змінює напрямок на субширотне і простягається уздовж Донузлавського розлому до його перетину з Чонгарським. Зважаючи на брак експериментальних матеріалів, далі можна лише припустити, що ця границя прослідковується на Керченському півострові або, навпаки, спостерігається її розрив, але експериментальні дослідження чітко фіксують електропровідну структуру субширотного простягання, приурочену до Північнокримського шва між Північнокерченською і Південнокерченською зонами Керченського півострова.

Південна границя субширотно проходить між Північнокримським прогином і серією підняттяв: Тарханкутським, Гамбурцева, Іллічівським, Новоселівським. Потім також, як і північна границя, в центральній частині Тарханкутського півострова різко змінює простягання на субмеридіональне і трасує як Новоселівське підняття, так і Альмінську западину. Ще раз різко змінює напрямок на субширотний при перетині з основним тектонічним швом між СП і складчастими спорудами Гірського Криму, прямуючи нею на схід і далі у межах Керченського півострову, можливо з'єднуючись з північною границею провідника в єдину розломну структуру по південній околиці Керченско-Таманського прогину.

Згідно з якісною інтерпретацією досліджень МТЗ (рис. 6.13) можна виділити кілька об'єктів високої електропровідності в земній корі і верхній мантії на різних глибинах. Так, три аномальні зони з верхньою кромкою на глибинах до 10 км спостерігаються:

1) на заході Криму (обмежена із заходу Євпаторійсько-Скадовським, зі сходу Салгирсько-Октябрським, на півдні Донузлавським розломами, на півночі регіональним швом між ВСП і СП) – на півдні пр. Краснополянський ($h = 2-$

3 км, $S = 1\ 000$ См), уздовж пр. Євпаторійський ($h = 1-5$ км, $S \leq 1\ 500$ См, поглиблення в центральній частині профілю в ПК 17,5 км до $h = 10$ км), на ПК 60 км і ПК 13,5 км пр. Сакський ($h = 3$ км, $S = 1\ 000 - 5\ 000$ См);

2) на сході пр. Джанкойський ($h =$ від 2–5 км, $S \leq 1\ 000$ См) в районі Чонгарського розлому – західного відгалуження Мелітопольсько-Новоцарицинської зон розломів;

3) поблизу Керченського перешийка в районі Кримсько-Керченського підняття (обмежена на сході Корсаксько-Феодосійською, на півночі Новотитарівською розломними зонами, по обидва боки від Північнокримського шва на заході Керченсько-Таманського прогину) – вздовж пр. Феодосійський ($h = 2-5$ км, $S = 1\ 000-5\ 000$ См).

У надрах земної кори можна виділити три аномальні зони:

1) в Каркініксько-Північнокримському прогині ($h = 10-30$ км, $S \leq 5\ 000$ См) за даними уздовж пр. Чорноморський, Краснополянський, Євпаторійський і Сакський;

2) в районі Південнокерченського насуву ($h = 10$ км, $S \leq 5\ 000$ См) за даними пр. Феодосійський і Керчь-2, західною границею є Корсаксько-Феодосійський розлом;

3) субмеридіональна структура Керченсько-Таманського прогину на схід від Горностаївського розлому ($h = 10$ км, $S = 2\ 000-10\ 000$ См, з поглибленням в сторону Південнокерченського насуву до $h = 20-50$ км). Ймовірно, дві останні між собою з'єднані по території Південнокерченського насуву.

4) аномалії електропровідності на границі земної кори і верхньої мантії прогноуються на Тарханкутському півострові на заході від Євпаторійсько-Скадовського розлому ($h = 50$ км) і на сході Каркініксько-Північнокримського прогину ($h = 40-50$ км) з $S = 2\ 000-8\ 000$ См (обмежена із заходу Салгірсько-Октябрьським, зі сходу Чонгарським, на півдні Донузлавським розломами, на півночі регіональним швом між СЄП і СП).

Крім того, не варто забувати, що регіон є перспективним на наявність вуглеводнів. В Причорноморському нафтогазоносному регіоні розвідано понад

60 родовищ нафти і газу, найбільшими серед яких є Джанкойське, Глібовське, Штормове, Казантипське. Вважаються перспективними щодо газу і нафти глибинні ділянки земної кори Чорного моря [Лукин, 2006].

Поза всяким сумнівом, існує взаємозв'язок між проявом сейсмічності, а також нафтогазоносністю, і геоелектричними параметрами (рис. 6.13, 6.14), які відображають сучасний стан земної кори і верхньої мантії і, ймовірно, сліди впливу сучасних мантійних флюїдів.

Як показано в роботах [Kutas et al., 1998; Бугаенко и др., 2008; Цветкова и др., 2012; Бурахович и др. 2013, 2015; Бурахович, Кушнір, 2015], зони проявів надглибоких флюїдів, отримані за даними сейсмотомографії, аномалій високої електропровідності в земній корі і верхній мантії (результат квазі-3D і 3D моделювання), підвищеного теплового потоку і поширення осередків землетрусів підтверджують зв'язок сейсмічності Кримського регіону з проявом колізійних процесів.

Геоелектричну модель Криму, що включає різноманітні тектонічні елементи, можна в першому наближенні представити наступним чином. Електропровідні утворення на поверхні Землі – осадові відклади, морська вода – розташовуються на фоні загального високого опору, характерного для консолідованої кори і верхньої мантії, які включають неоднорідні корові і добре електропровідні мантійні зони.

Основним результатом якісної інтерпретації геоелектричних досліджень є виявлення областей високої електропровідності як в земній корі, так і у верхній мантії Криму, які характеризуються різною провідністю і глибиною залягання, конфігурацією і по-різному характеризують присутні геологічні структури. Субвертикальні електропровідні зони часто збігаються з розломними структурами різного порядку, більшість таких об'єктів приурочені до шовних зон між різними тектонічними елементами, такими як, ССП і СП, СП і Гірський Крим, Північнокерченська і Південнокерченська зони. Це може свідчити про високу проникність для глибинних флюїдів шовних зон в процесі їх формування.

Деякі аномалії високої електропровідності добре відомі і описані в літературі. Наприклад, унікальна Тарханкутська аномалія електропровідності, розташована не тільки на однойменному півострові Криму, але і в акваторії північно-західної частини Чорного моря, яка деталізована і уточнена та передбачає складну багаторівневу глибинну будову цього регіону. Крім того, складні за структурою аномалії електропровідності проявляються у Сиваському грабені та на Керченському півострові.

І хоча якісна інтерпретація експериментальних даних методів МТЗ і МВП дає неузгоджене уявлення про глибинний розподіл електропровідності Кримського регіону, комбінація цих методів дозволяє набагато точніше й адекватніше побудувати модель розподілу питомого опору в рамках тривимірного середовища.

Аномалії електропровідності є одним з найважливіших факторів, які вказують на можливі зони проявів геодинамічних процесів. Насамперед це стосується побудови моделей формування та проникнення в земну кору глибинних високотемпературних флюїдів – важливого джерела для всіх наступних процесів генезису рудоутворення у верхній мантії та земній корі. Можливі осередки в мантії флюїдів повинні відігравати суттєву роль у петро-, рудо- і нафтогенезисі, забезпечувати виділення енергії при землетрусах і т.п.

Сейсмічність Криму. Район досліджень має складну геолого-тектонічну будову, займає проміжне і не до кінця визначене структурне положення в зоні зчленування глобальних структурних елементів – південно-західного кута СЄП і субширотних структур Альпійськ-Гімалайського поясу. Тектонічно Крим виражений двома структурами: Скіфської плитою і Гірським Кримом.

Скіфська плита на півострові включає область Степового Криму, осадовий басейн якого закладений у юрський час. Впродовж юри, крейди і палеогену на місці СП перебував шельф північної околиці океану Тетіс. Цей шельф розташовувався на приконтинентальному схилі великих окраїнних морів в межах системи протяжних вулканічних острівних дуг. Скіфська плита має гетерогенний фундамент, складений породами широкого вікового діапазону.

Будова фундаменту відома тільки за результатами буріння свердловин і за інтерпретації геофізичних матеріалів. У складі фундаменту присутні метаморфічні товщі переважно зелених сланців з віком метаморфізму 410–470 млн років.

Гірський Крим – складчаста структура Альпійськ-Гімалайського поясу (або поясу Тетіс), до якої належать також Карпати і Добруджа. Ці структури відносяться до північної частини серединного відрізка Альпійського поясу. Границі між альпійськими і палеозойськими складчастими спорудами проводяться нечітко, що визначається появою на межі і всередині палеозойських структур зон кіммерійської складчастості, в яких дислоковані тріасові і пізньопалеозойські товщі (Добруджа, Крим).

Структура Криму зазвичай описується у вигляді великого антиклинорія, південне крило якого обрізане западиною Чорного моря. У ядрі антиклинорія виходять тріасові і юрські відклади, а на північному фланзі послідовно з'являються все більш молоді верхньоюрські, крейдяні, палеогенові і неогенові відклади, що створюють такий характерний для Криму карстовий рельєф.

Головна неузгодженість в західній частині Криму простежується в основі верхньої юри, яка починається потужною товщею конгломератів (конгломерати Димерджі). Складчастість верхньої юри маркує час зіткнення якогось більш південного континенту з Кримською вулканічною дугою і через неї з Євразією. У східній частині Криму неузгодженість верхньої юри зникає та узгоджується з середньоюрськими вулканітами. Пізньоюрські породи перекриті крейдовими, палеогеновими та істотно карбонатними мілководними відкладами. Подекуди крейда, минаючи юру, покриває Таврійський фліш. Крейда і палеоген відзначають мезо-кайнозойський шельф Південної Європи.

Зазвичай, сейсмічність пов'язується з проявами плитової тектоніки, зокрема з приуроченістю сейсмічно активних регіонів до зон субдукції або рифтогинезом на границях літосферних плит. На даний час все більше уваги приділяється зв'язку сейсмічності з процесами дегазації Землі [Гуфельд, 2007]. Такі процеси відносять до нестационарних дисипативних систем, якими можна

характеризувати геологічне середовище, з швидкими і різномасштабними варіаціями об'ємно-напруженого стану, що розглядаються як реакція 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.

Добре відомо, що сейсмічність того чи іншого регіону пов'язана з тектонічними і геодинамічними обставинами, які характеризують цей регіон. Вогнища найсильніших землетрусів Криму знаходяться в межах земної кори на глибинах від перших кілометрів до 50 км та не перевищують інтенсивність у 5–7 балів [Пустовитенко и др., 2006]. Основна сейсмічність Кримсько-Чорноморського регіону пов'язана з 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 крейда-кайнозойських відкладах.

У Севастопольському районі (рис. 6.14) зареєстровано землетруси з $M = 2–5$. Епіцентри більшості сейсмічних подій знаходяться на відстані 80–150 км від берегової лінії при середній глибині до 30 км. Район характеризується крупними розломи – Євпаторійсько-Скадовським та Західнокримським, з останнім пов'язано більшість сейсмічних подій. На материку у північно-східній частині району зафіксовано два землетруси з $M < 3$, які пов'язані з Салгирсько-Октябрським розломом та контактом СП і Гірського Криму.

Найбільша кількість землетрусів приурочена до Ялтинсько-Алуштинського району (див. рис. 6.14). Тут реалізувались землетруси з $M = 2–6,8$ (враховуючи історичні землетруси) та глибиною від 5 до 40 км, епіцентри більшості з них знаходиться в морі. Вогнища чотирьох землетрусів проявилися на суші в 15–20 км на північ від берегової лінії та приурочені до Чонгарського розлому.

супроводжуючись аномалією електропровідності ($h > 10$ км, S до 5 000 См). У межах Судаксько-Феодосійського району зареєстровано епіцентри, що знаходиться у море на відстані понад 100 км з глибиною 30 км.

Досить низький рівень сейсмічної активності Керченського району (рис. 6.14), тут зареєстровано серію субширотно витягнутих ланцюжків епіцентрів з $M - 2-4$ та глибиною залягання 5–30 км. Землетруси цього району переважно приурочені до Правдинського та Керченсько-Чкаловського розломів. Район характеризується субмеридіональною електропровідною структурою в межах Керченсько-Таманського прогину на схід від Горностаївського розлому ($h = 10$ км, $S = 2\,000-10\,000$ См, із заглибленням в сторону Південнокерченського насуву до $h = 20-50$ км).

В районі Степового Криму (див. рис. 6.14) зареєстровано велику кількість землетрусів з $M - 2-3,5$, вогнища яких залягають на глибинах 5–25 км. Район вирізняється складною геоелектричною обстановкою. Тут присутні як поверхневі аномалії ($h < 10$ км, S до 5 000 См), так і глибинні на границі земної кори і верхньої мантії в межах Тарханкутського півострову та на заході від Євпаторійсько-Скадовського розлому ($h > 50$ км) і на сході Каркініксько-Північнокримського прогину ($h = 40-50$ км) з S від 2 000 до 8 000 См. Північно-східна частина району Степового Криму характеризується присутністю аномалії електропровідності в Сиваському грабені та між Чонгарським і Мелітопольсько-Новоцарицинським розломами на глибинах до 10 км та глибинного провідника ($h > 50$ км) з $S = 3\,000-4\,000$ См. Епіцентри землетрусів знаходяться переважно в границях поверхневого провідника та залягають на глибинах до 7–13 км.

В Азово-Кубанському районі (рис. 6.14) зафіксовано найменшу кількість землетрусів, глибина залягання епіцентрів складає 10–20 км. Найбільший землетрус з $M = 3,5$ приурочений до Горностаєвського розлому.

6.4. Глибинна будова Кримського регіону за результатами 3D моделювання

У попередніх дослідженнях на основі одновимірної інтерпретації встановлено існування слабкопровідної астеносфери (до 800 См) з глибиною залягання верхньої кромки близько 100 км [Бурьянов и др., 1985].

На Тарханкутському півострові встановлено глибинну аномалію підвищеної електропровідності [Кулик, Бурахович, 1984]. Було побудовано двовимірну модель Тарханкутської аномалії, яка включає два провідних об'єкта з глибинами покрівлі 14 і 60 км. Сумарна поздовжня провідність цих об'єктів у рамках двовимірного наближення оцінена в 6 000 См (втричі більше, ніж у одновимірної моделі) [Сидоров, Файнберг, 1978].

Складний тривимірний розподіл електропровідності як на поверхні, так і на глибині змусив авторів [Бурахович, Кулик, 1999] застосувати програми плівкового моделювання методом об'ємних інтегральних рівнянь, який забезпечує розрахунок магнітотелуричного поля над складною горизонтально-неоднорідною S-площиною, що розміщена на довільному інтервалі у горизонтально-шаруватому нормальному розрізі (П. Вайдельт і І.М. Варенцов, 1977–1993 рр.).

Геоелектричну модель Кримського регіону в першому наближенні було представлено у вигляді добре провідних утворень на поверхні Землі (осадові відклади, морська вода), що розташовані на відносно слабкопровідних породах консолідованої земної кори і верхньої мантії, які включають неоднорідні корові і мантійні добре провідні шари. Можна припустити, що спостережувані на поверхні Землі індукційні параметри поля геомагнітних варіацій для періодів 150 і 2 000 с є сумою ефектів від неоднорідних в геоелектричному відношенні об'єктів, розташованих на різних глибинах.

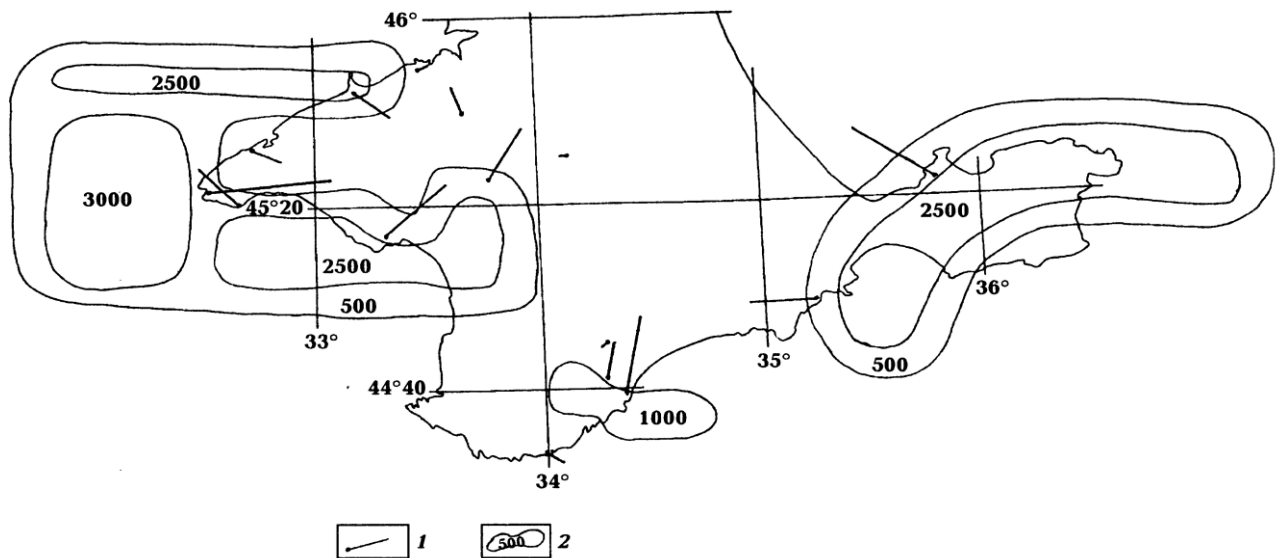


Рис. 6.15 Квазітривимірна плівкова модель електропровідності Криму [Бурахович, Кулик, 1999] для періоду геомагнітних варіацій 150 с: 1 – вектори Візе; 2 – аномальні області на глибині 2 та 5 км і значення сумарної поздовжньої провідності в См.

На заході Криму виділено аномальну область підвищеної електропровідності, складна конфігурація якої в деталях не збігається для періодів 150 і 2 000 с. На рис. 6.15 показано, що величина S варіює в інтервалі 500–3 000 См.

Найпровідніші ділянки переважно локалізуються в акваторії Чорного моря (Каркінітська і Казантипська затоки), у Каркінітсько-Північнокримському прогині і Альмінській кіммерійській западині. На періоді 2 000 с виділена аномалія має підковоподібний вигляд (рис. 6.16). Її сумарна поздовжня провідність становить 5 000 См. Аномальна область розташовується в основному в акваторії Чорного моря. Відмінності в деталях двох модельних побудов на різних періодах геомагнітних варіацій пояснюються можна пояснити як результат скін-ефекту всередині об'єкта складної геометрії.

Результати квазітривимірної і двовимірної моделі чітко показують, що основний аномалієутворюючий об'єкт Тарханкутської аномалії знаходиться в акваторії Чорного моря ($S = 5\,000\text{--}6\,000$ См). Глибина залягання аномального об'єкта для плівкової моделі 10 км, в той час як для двовимірної – 14 та 60 км.

Ймовірноше, при квазітривимірному моделюванні глибина залягання провідників визначається зі зміщенням, оскільки явище скін-ефекту у високоомному вмісному середовищі незначне і глибина провідника може варіювати на ступінь спадання величини вектора Візе при віддаленні від границь об'єктів.

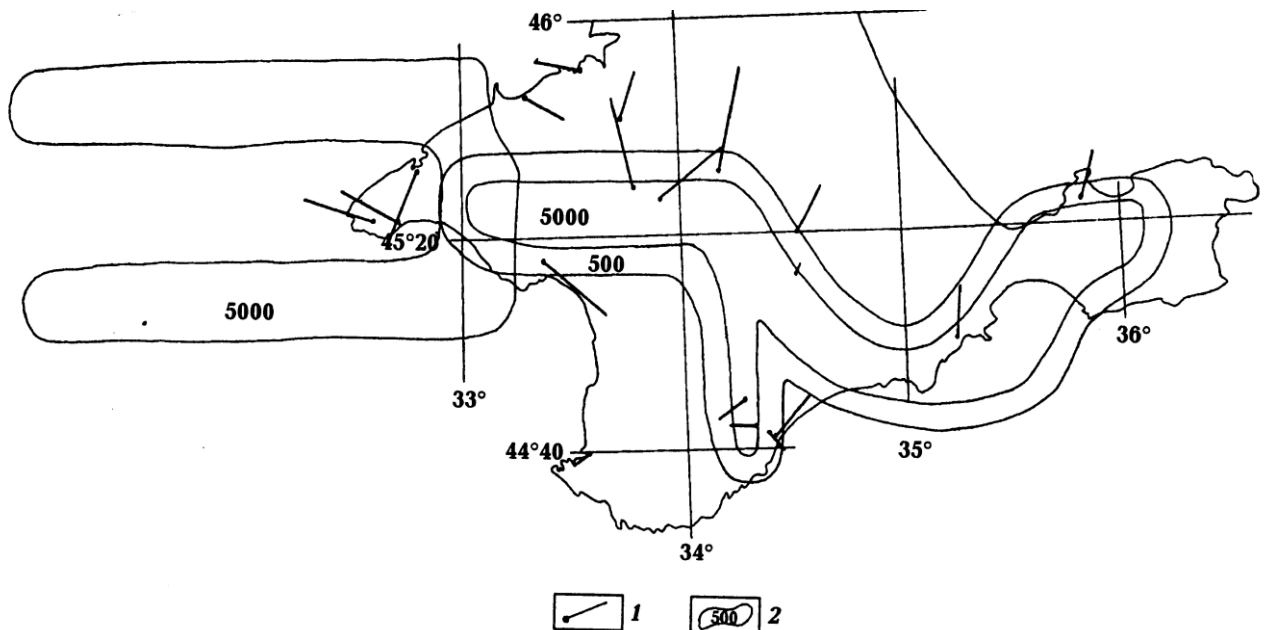


Рис. 6.16. Квазітривимірна плівкова модель електропровідності Криму [Бурахович, Кулик, 1999] для періоду геомагнітних варіацій 2 000 с: 1 – вектори Візе; 2 – аномальні області на глибині 5 та 10 км і значення сумарної поздовжньої провідності в См.

Від Тарханкутського до Новоселівського підняття в субширотному напрямку (рис. 6.16) простягається аномалія електропровідності шириною 20–30 км із сумарною поздовжньою провідністю 5 000 См на глибині 5 км. Далі вона змінює напрямок на північно-західний і частково трасується уздовж вузького грабеноподібного опускання підшви кори. На профілі ГСЗ на цій ділянці простежується Чонгарський глибинний розлом такого ж простягання [Соллогуб, Чекунов, 1975]. На рис. 6.15 показано модель електропровідності на періоді 150 с Гірського Криму, де аномальна область з сумарною поздовжньою провідністю 1 000 См на глибині 2 км розташовується в зоні згущення

епіцентрів землетрусів Ялтинсько-Алуштинського району вздовж глибинного Чонгарського розлому (див. рис. 6.14). Відомо, що на малих періодах природне електромагнітне поле фіксує лише неглибокозалягаючий провідник.

У східній частині Криму на періодах 150 і 2 000 с виділяється зона високої електропровідності (див. рис. 6.15, 6.16) на глибинах 2 і 5 км із сумарною повздовжньою провідністю 2 500 і 5 000 См відповідно. Ця зона географічно збігається з положенням грязьових вулканів Керченсько-Таманського регіону [Юровский, 1997] та морськими землетрусами Судаксько-Феодосійського району (рис. 6.14) вздовж Корсарсько-Феодосійського розлому, можливо контрольованим тектонічними порушеннями, коренева система яких залягає на глибині 5–7 км.

Тривимірна геоелектрична модель тектоносфери Криму. В цьому підрозділі увагу приділено побудові тривимірної моделі Криму та прилеглих територій. Для вирішення прямої задачі моделей об'ємних тривимірних геоелектричних середовищ – розрахунку електричної та магнітної компонент магнітотелуричного поля – використовується програма Mtd3fwd [Mackie et al., 1994]. Методика побудови 3D моделей враховує суттєвий вплив на електромагнітні параметри неоднорідного розподілу інтегральної електропровідності приповерхневого провідного осадового шару.

Сумарна повздовжня провідність приповерхневого шару здебільшого відповідає потужності осадових відкладів та корелює з основними структурними геологічними одиницями. В Причорноморській западині значення S сягає 1 000 См. В Криму на східній частині спостерігаються максимальні значення $S = 3\ 000$ См, в Степовому Криму – 500 См, а в Гірському Криму – до 200 См. В акваторії Азовського та Чорного морів S приповерхнього провідного шару прийнята від 1 000 до 10 000 См.

Розподіл сумарної повздовжньої провідності першого провідного шару розглядається як апріорні дані. Вони отримані в результаті багаторічних досліджень багатьох авторів потужності шару мінералізованої морської води [Сидоров, Файнберг, 1978].

При моделюванні були прийняті значення розподілу питомого опору «нормального» розрізу кіммерійського Криму, що включають дані про електропровідну «астеносферу», на фоні якого будувалися різні варіанти геоелектричної моделі земної кори регіону, який вивчається: $\rho_1 = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_1 = 110 \text{ км}$; $\rho_2 = 40 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_2 = 30 \text{ км}$; $\rho_3 = 600 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_3 = 60 \text{ км}$; $\rho_4 = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_4 = 250 \text{ км}$; $\rho_5 = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_5 = 70 \text{ км}$; $\rho_6 = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_6 = 80 \text{ км}$; $\rho_7 = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_7 = 100 \text{ км}$; $\rho_8 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_8 = 100 \text{ км}$; $\rho_9 = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_9 = 160 \text{ км}$; $\rho_{10} = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_{10} = 200 \text{ км}$, де h_i та ρ_i – потужності і питомий електричний опір шарів.

Методика побудови моделей глибинної електропровідності потребує виконання вимог щодо розміру комірок, їх кількості та відповідності параметрам вмісного середовища та ін.

Відповідно до напрямків осей моделі кількість комірок складає: захід-схід – 60, північ-південь – 42, від поверхні до низу – 22. Кожна з них характеризуються однорідним питомим електричним опором. Було сформовано область моделювання, яка складається із двох підобластей: внутрішньої – з однаковими горизонтальними розмірами комірок $10 \times 10 \text{ км}^2$ та зовнішньої з різними (від 20 до 250 км). Великі розміри комірок моделі на окраїнах необхідні для коректного опису згасання аномальних полів. Вертикальні розміри комірок змінювалися від 100 м (у верхніх) до 10 км (для глибинних) шарів. Це пояснюється необхідністю узгоджувати розміри комірок з просторовими довжинами електромагнітних хвиль на різних періодах магнітотелуричного поля.

Методика 3D моделювання глибинних аномалій високої електропровідності, насамперед, потребує підбору МВ параметрів, а потім уточнення отриманої моделі за даними МТЗ.

Насамперед були розраховані індукційні параметри для моделі М1, що вміщує тільки неоднорідний розподіл опору поверхневого шару осадових відкладів на фоні «нормального» розрізу (рис. 6.17).

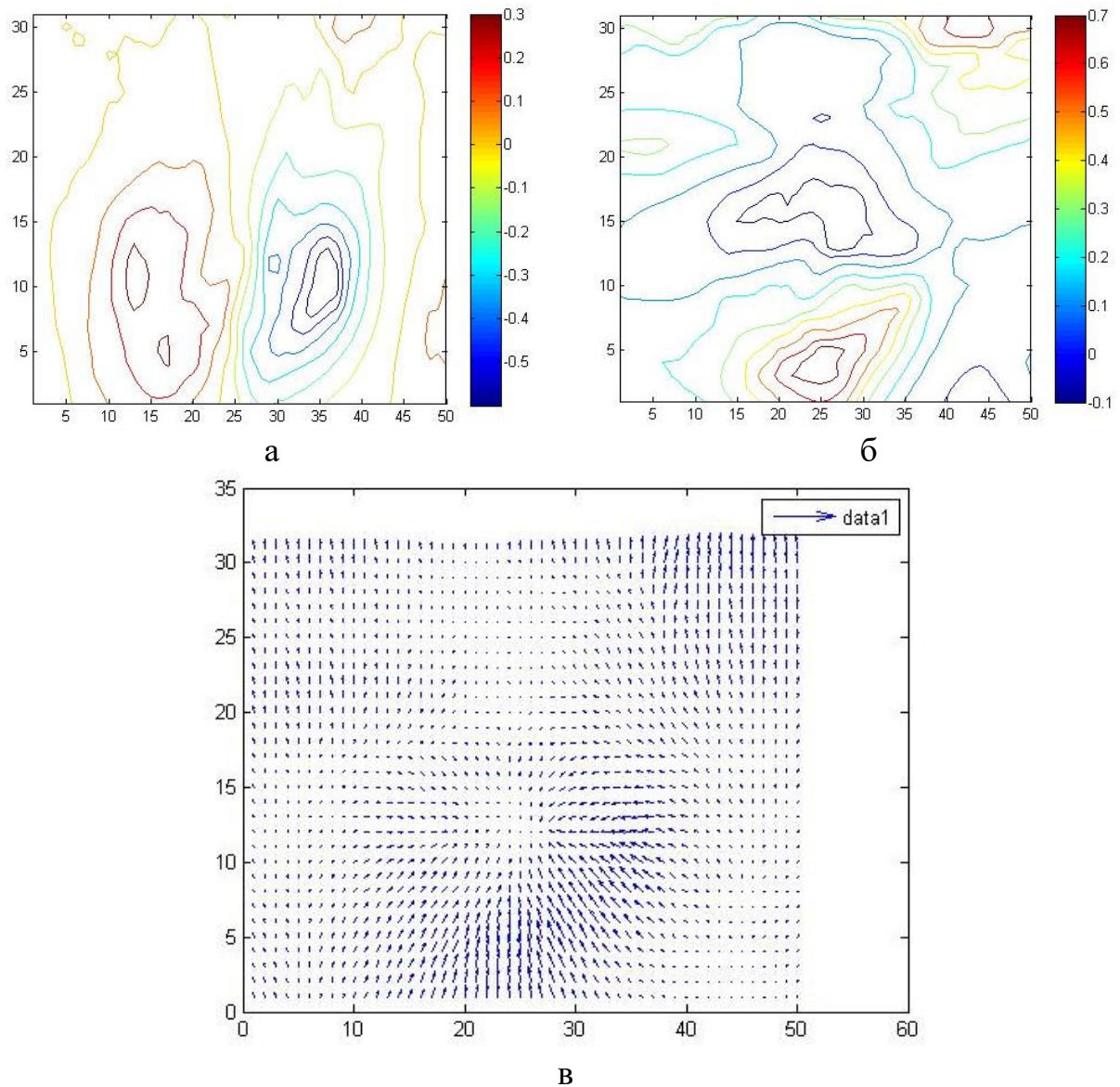


Рис. 6.17. Розрахунки індукційних параметрів (період 1 800 с) для моделі М1 осадової товщі: а – східна складова (C_x), б – північна складова індукційного параметра (C_y), в – типери.

Провідність субширотно витягнутих неоднорідних структур Причорноморської западини та акваторій Чорного і Азовського морів значно відобразилася на північній складовій індукційного параметру C_y , значення по модулю сягають 0,7. Типери, побудовані в точках МВП поблизу берегової лінії, вказують на сильний береговий ефект у бухтоподібних геомагнітних варіаціях, який відображається на величинах і характерному напрямку індукційних векторів у бік материка. Водночас східна складова C_x менша, максимальне значення 0,5 спостерігається тільки на Керченському півострові.

Ці розрахунки показують суттєву відмінність від спостережених даних. Тобто, дійсно, в надрах консолідованої кори присутні аномалії електропровідності.

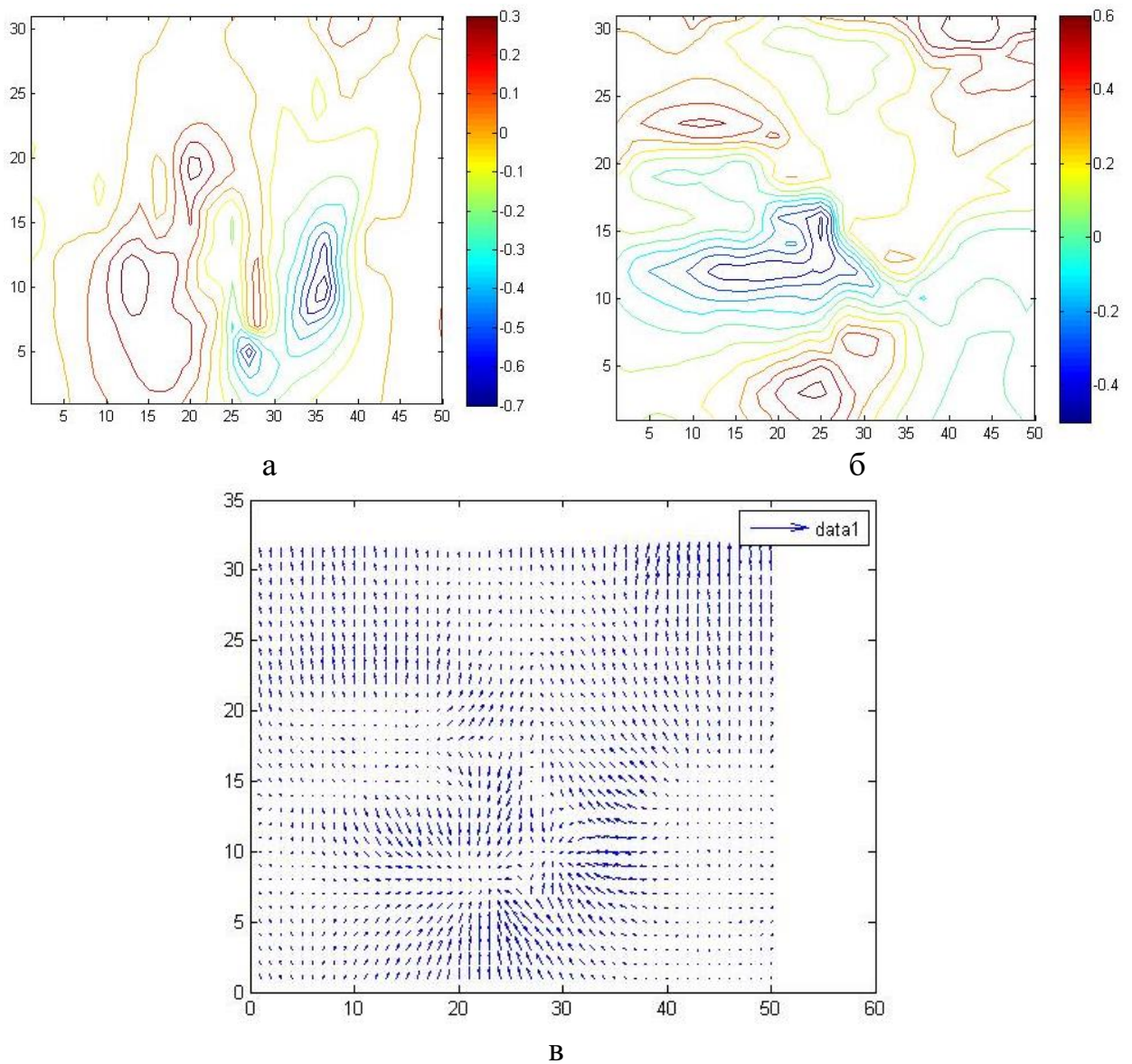


Рис. 6.18. Розрахунки індукційних параметрів (період 1 800 с) для моделі M2, яка заснована на результатах квазітривимірного моделювання Криму. Умовні позначення див. на рис. 6.17.

Наступний крок моделювання M2 полягає у введенні в модель M1 параметрів аномалій Криму, які були отримані за допомогою квазітривимірного моделювання [Бурахович, Кулик, 1999], та перевірки їх впливу на спостережені та розраховані електромагнітні поля.

Результати розрахунків моделі М2 (рис. 6.18) відобразились, у суттєвій зміні конфігурації ізоліній C_x та C_y , а також у зміні діапазону величин, що сягають від $-0,7$ до $0,3$ та від $-0,4$ до $0,6$ відповідно. Значний діапазон величин і у спостережених даних. Так, C_x мінімально на самому заході планшета (до $-0,4$) у Переддобрудзькому прогині, в західній частині Криму спостерігаються позитивні величини в середньому $0,1-0,2$, на Тарханкутському півострові максимальні значення $0,58$. В центральній частині Криму значення C_x залишаються позитивними, але знижуються до $0-0,1$, на відміну від Керченського півострова, де всі значення від'ємні від $-0,1$ до $-0,3$ з мінімальними значеннями до $-0,7$ на Керченському перешийку. Експериментально спостережена північна складова C_y змінюється в діапазоні від $-0,2$ до $0,7$. Північна частина планшета, куди потрапляє північний схил Переддобрудзького прогину, Кримський перешийок, північна частина Керчинського півострова характеризуються позитивними значеннями, які в середньому дорівнюють $0,1-0,3$. Південніше спостерігається субширотно витягнута зона завширшки $40-70$ км від'ємних значень C_y величиною $-0,1$, подекуди доходять до $-0,2$ (центральна частина Криму). Ще далі на південь спостерігається вплив берегового ефекту і значення сягають $0,5-0,7$. В загальному плані розраховані та спостережені індукційні параметри збігаються, але існує багато локальних місць, в яких необхідно продовжити підбір моделі.

Аналіз експериментальних типерів на періоді $1\ 800$ с привів до необхідності перевірити їх неоднорідну поведінку моделлю М3, в яку були введені параметри субмеридіональних та субширотних структур у вигляді приповерхневих глибинних розломів в зонах зміни знака компонент індукційних параметрів.

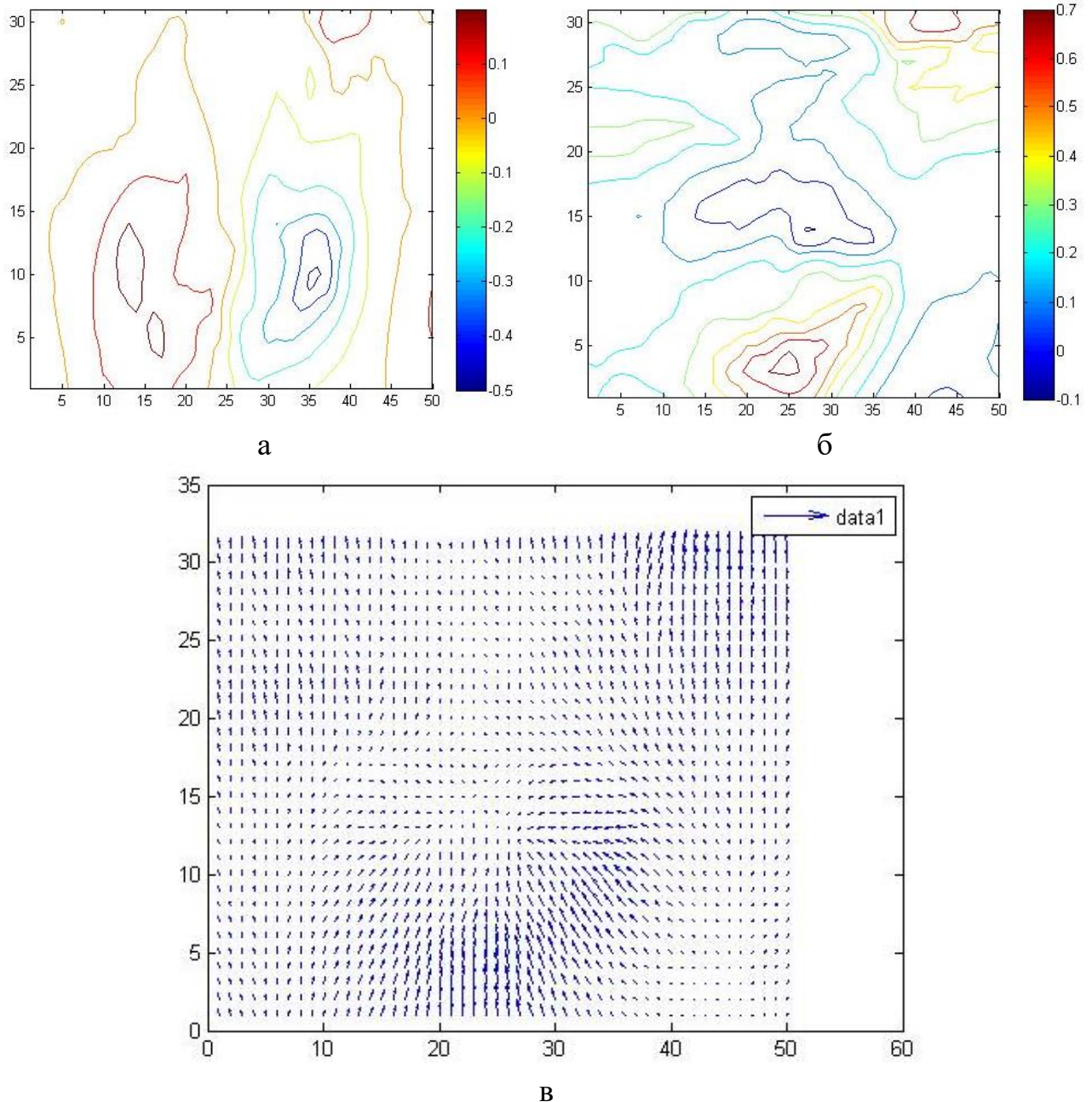


Рис. 6.19. Розрахунки індукційних параметрів (період 1 800 с) для моделі М3. Умовні позначення див. на рис. 6.17.

В результаті були отримані розрахунки індукційних параметрів рис. 6.19, які суттєво не змінили і конфігурацію ізоліній C_x та C_y моделі М1, діапазон величин від $-0,5$ до $0,1$ та від $-0,1$ до $0,7$ відповідно. Якщо за діапазоном компонента C_y підібрана задовільно, то C_x (дані за експериментом від $-0,7$ до $0,6$) потребують подальшого дослідження.

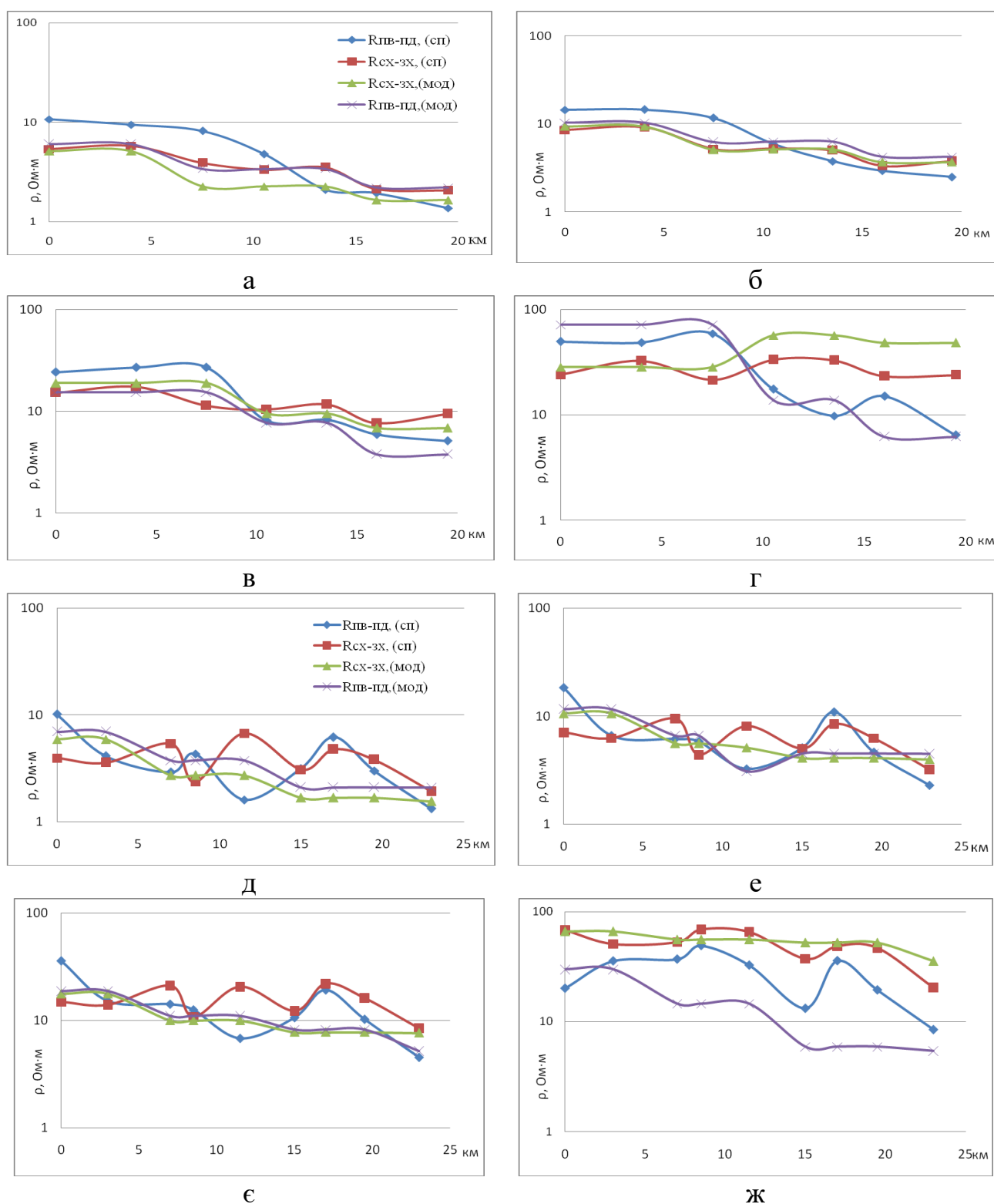


Рис. 6.20. Графіки $\rho_{п}$ за спостереженими даними (північна складова – $\rho_{пв-пд}$ (сп), східна – $\rho_{сх-зх}$ (сп)) та розраховані (північна складова – $\rho_{пв-пд}$ (мод), східна – $\rho_{сх-зх}$ (мод)) для моделі М4 в Ом·м (вертикальна шкала): а – 50 с, б – 100 с, в – 300 с, г – 3 500 с (пр. Чорноморський) та д – 50 с, е – 100 с, є – 300 с, ж – 3 500 с. (пр. Краснополянський). Горизонтальна шкала – відстань у кілометрах.

Комбінація методів МТЗ та МВП дозволяє точніше побудувати модель розподілу питомого опору в рамках тривимірного середовища. Це пояснюється різними залежностями розподілу імпедансів МТЗ та індукційних параметрів МВП від глибини залягання провідників. Якщо в МТЗ глибина залягання провідного шару визначається затуханням електромагнітного поля залежно від періоду, то в МВП глибина залягання визначається просторовим градієнтом магнітоваріаційних параметрів.

Якісний аналіз параметрів МТЗ передбачає наявність аномалій високої електропровідності на різних глибинах. У надрах Кримського півострова виявлено аномалію електропровідності на глибинах 5–10 км ($\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), яка простягається від північної частини Тарханкутського півострова через центральний Крим до північно-західної частини Керченського півострова, (за площею в середньому складає $230 \times 20 \times 80 \text{ км}$). Так, зона електропровідності проявилася в північній частині пр. Чорноморський (пункти МТЗ 4, 5, 9) розмірами 10–15 км та майже по всій площі пр. Краснополянський (пункти МТЗ 7, 6, 5, 4, 9, 3, 2) розмірами 20–30 км (рис. 6.20). Цей же провідник знайшов своє відображення у північній частині пр. Євпаторійський довжиною 20–25 км у пунктах (YEI, NIV, ORL, OGN), та по всій довжині пр. Сакський (рис. 6.21). Район Тарханкутського півострова до західної границі глибинного Салгірсько-Октябрського розлому характеризується відомою Тарханкутською аномалією (західна частина Каркінітсько-Північнокримського прогину і Тарханкутського валу), що фіксується на глибинах 60–100 км ($\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Аномалія електропровідності проявилася по всій довжині пр. Чорноморський та Краснополянський. Окремою глибинною областю Тарханкутська аномалія проявляється у східній частині пр. Євпаторійський у пунктах (HUT, PRI, DOB, YEL, NIV), довжиною по профілю 40 км.

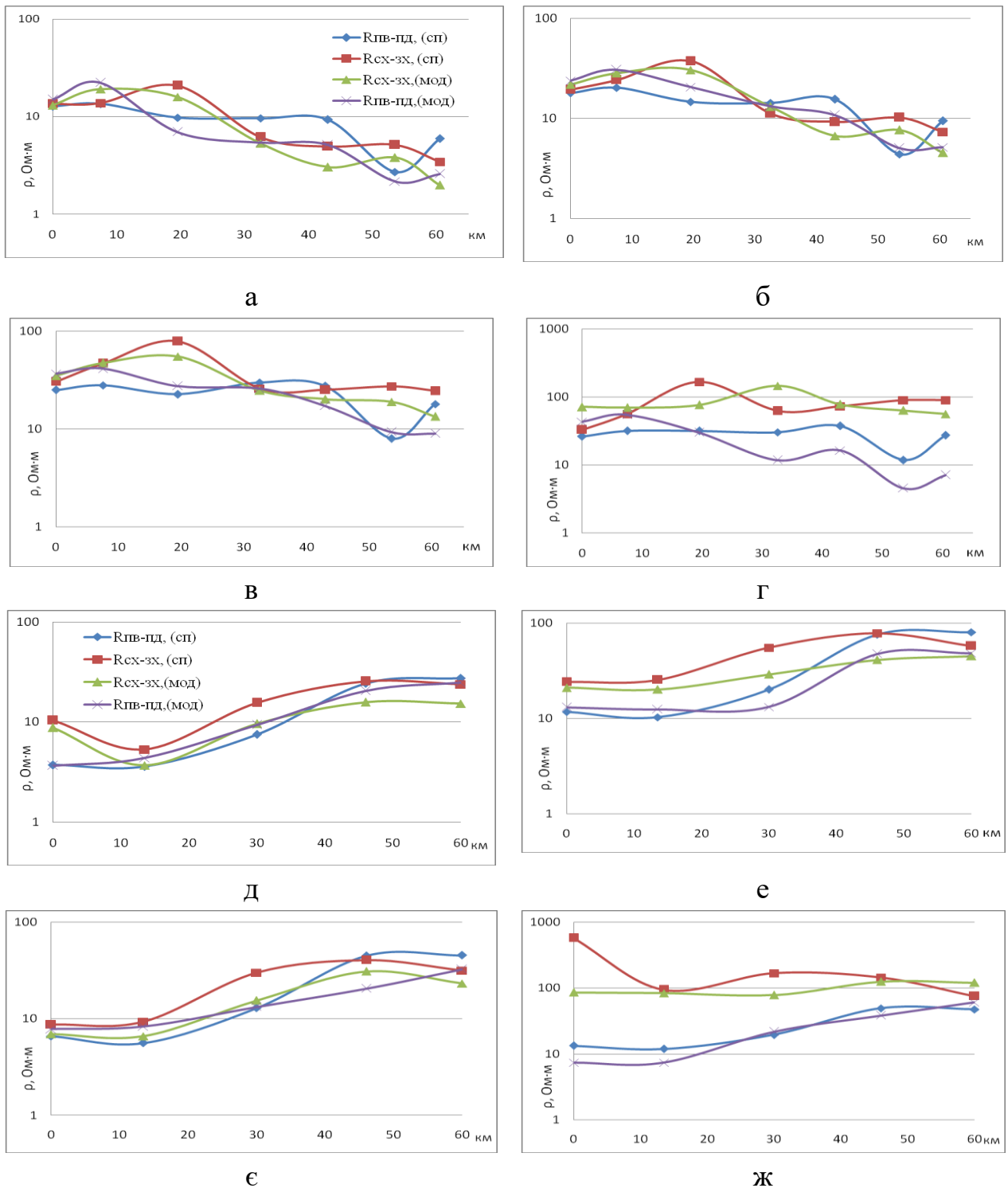


Рис. 6.21. Графіки $\rho_{п}$ за спостереженими даними (північна складова – $\rho_{пв-пд}$ (сп), східна – $\rho_{сх-зх}$ (сп)) та розраховані (північна складова – $\rho_{пв-пд}$ (мод), східна – $\rho_{сх-зх}$ (мод)) для моделі М4 в Ом·м (вертикальна шкала): а – 50 с, б – 100 с, в – 300 с, г – 3 500 с (пр. Євпаторійський) та д – 50 с, е – 100 с, є – 300 с, ж – 3 500 с (пр. Сакський). Горизонтальна шкала – відстань у кілометрах.

Результати розрахунків моделі М4 показали, що пр. Джанкойський (рис. 6.22) у його східній частині (район Сиваського грабена і між Чонгарським та Мелітопольсько-Новоцарицинським розломами), характеризується присутністю аномалії електропровідності на глибинах 60–100 км з $\rho = 100$ Ом·м. Провідник витягується у здовж профілю на 120 км у пунктах ABR, MAR, STA, ROD.

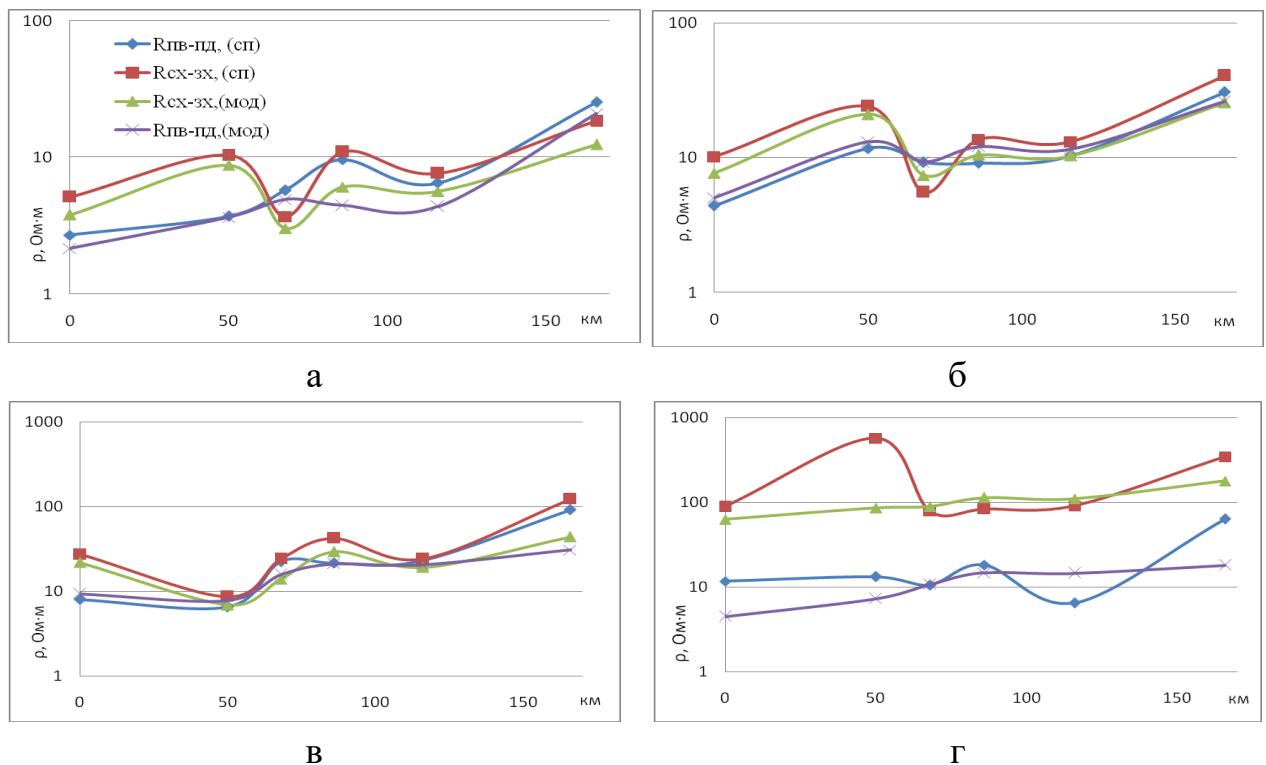


Рис. 6.22. Графіки $\rho_{\text{п}}$ за спостереженими даними (північна складова – $\rho_{\text{пв-пд}}$ (сп), східна – $\rho_{\text{cx-zx}}$ (сп)) та розраховані (північна складова – $\rho_{\text{пв-пд}}$ (мод), східна – $\rho_{\text{cx-zx}}$ (мод)) для моделі М4 в Ом·м (вертикальна шкала): а – 50 с, б – 100 с, в – 300 с, г – 3 500 с (пр. Джанкойський). Горизонтальна шкала – відстань у кілометрах.

Результати розрахунків моделі М4, для пр. Феодосійський та Керч-3 показують існування провідника на глибинах 2,5–12 км з $\rho = 1$ Ом·м, за площею в середньому 60×10 –15 км зони, який простягається від Корсарсько-Феодосійського розлому вздовж Північнокерченської зони на Таманський півострів.

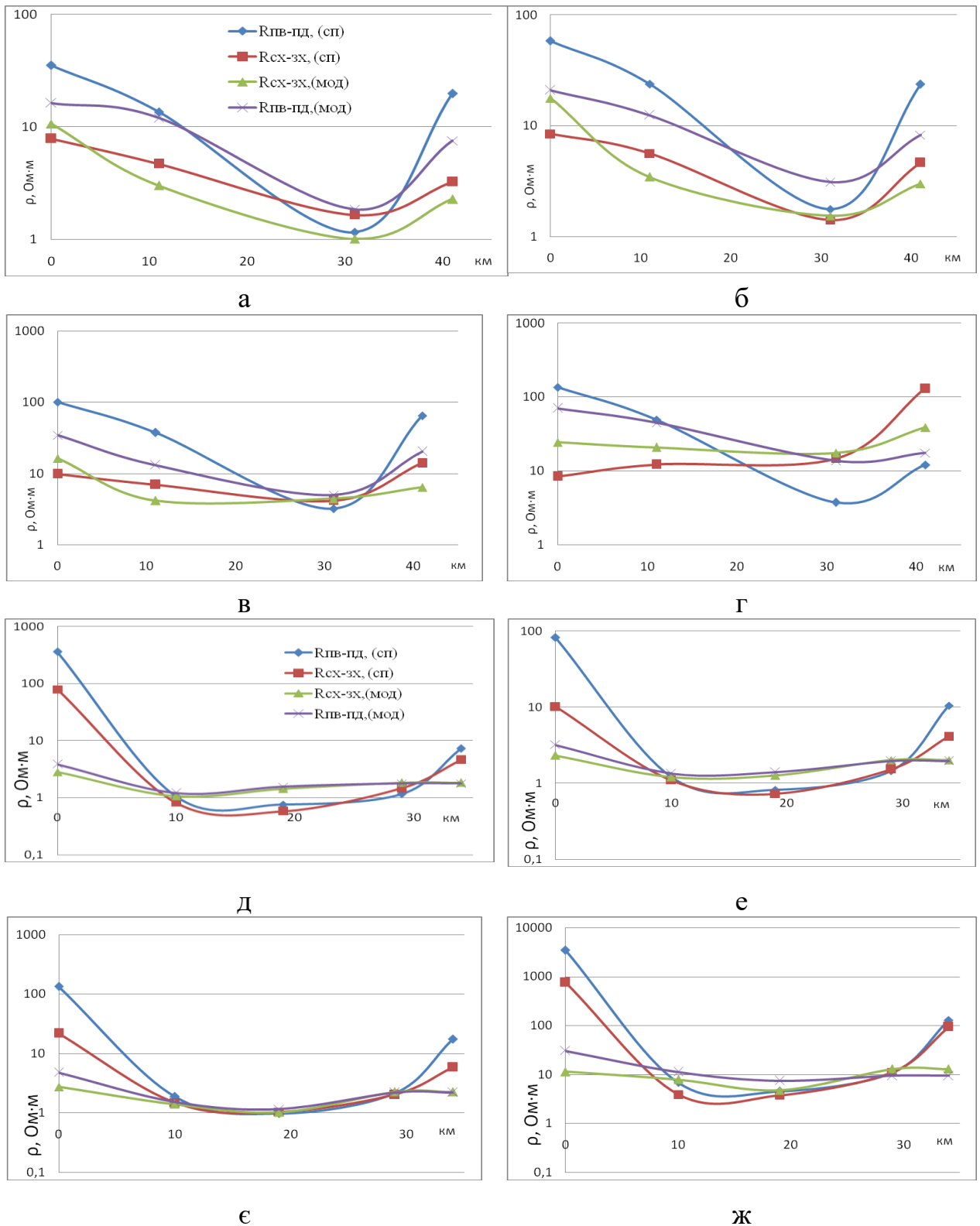


Рис. 6.23. Графіки ρ_{Π} за спостереженими даними (північна складова – $\rho_{пв-пд}$ (сп), східна – $\rho_{сх-зх}$ (сп)) та розраховані (північна складова – $\rho_{пв-пд}$ (мод), східна – $\rho_{сх-зх}$ (мод)) для моделі М4 в Ом·м (вертикальна шкала): а – 50 с, б – 100 с, в – 300 с, г – 3 500 с (пр. Феодосійський) та д – 50 с, е – 100 с, є – 300 с, ж – 3 500 с (пр. Керч-3). Горизонтальна шкала – відстань у кілометрах.

На пр. Феодосійський (рис. 6.23) проявилися два провідники: перший залягає на глибинах 5–10 км з $\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (східне закінчення Тарханкутсько-Центральнокримської аномалії) вздовж пунктів МТЗ – VID, KRA, SOL, протяжність 30 км; другий (провідник Північнокерченської зони) проявився вузькою, 10-кілометровою зоною, між пунктами KRA і SOL в області Корсарсько-Феодосійського розлому.

Самий східний пр. Керч-3 (див. рис. 6.23) характеризується присутністю корового провідника у своїй південній частині, починаючи від нульового пікету ZAV до понад 30 км на південь у море з глибиною залягання 30–60 км та $\rho = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. У північній частині профілю проявляється електропровідна структура Північнокерченської зони на глибинах 2,5–12 км ($\rho = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) вздовж пунктів PRI, BON та YIR протяжністю 20 км.

Було розраховано велику кількість моделей з різними варіантами як просторових параметрів аномальних структур, так і значень питомого електричного опору в земній корі і мантії. При моделюванні точність розрахунку компонент електромагнітного поля задавалася на рівні 0,001 %. Відповідність експериментальних і розрахованих значень ρ_{Π} для більшості точок спостереження перебуває у довірчому інтервалі 10 %, тобто було досягнуто високого рівня наближення (у 60 пунктах із 67). Для решти пунктів підбір кривих був значно складнішим, і значення ρ_{Π} для них можуть відхилятися до 27 %. Таким чином, результати моделі індукційних параметрів були уточнені і деталізовані, а саме результатами моделювання параметрів кривих МТЗ, якою і стала остаточно тривимірна глибинна геоелектрична модель Кримсько-Чорноморського регіону (рис. 6.24).

Тривимірна геоелектрична модель Кримсько-Чорноморського регіону.

Згідно з результатами 3D моделювання Кримсько-Чорноморського регіону у земній корі та верхній мантії було виділено ряд електропровідних структур на різних глибинах від 2,5 до 100 км. У надрах Кримського півострова виявлено аномалію електропровідності на глибинах 5–10 км з $\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, яка простягається від північної частини Тарханкутського півострова через

центральный Крым до північно-західної частини Керченського півострова і з північно-заходу обмежена границею СЄП, а з півдня – глибинним розломом, що розмежовує Гірський Крым та СП. На заході провідник відповідає східній частині Новоселівського підняття та Альмінській западині. З півночі його обмежено Сиваським грабенем та Балашовським виступом, з заходу – Корсарсько-Феодосійським розломом. Далі на схід простежується зменшення питомого опору до $\rho = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ вздовж південної частини Індоло-Кубанського прогину, де проявився провідник на глибинах 2,5–12 км, що, можливо, продовжується на Таманському півострові.

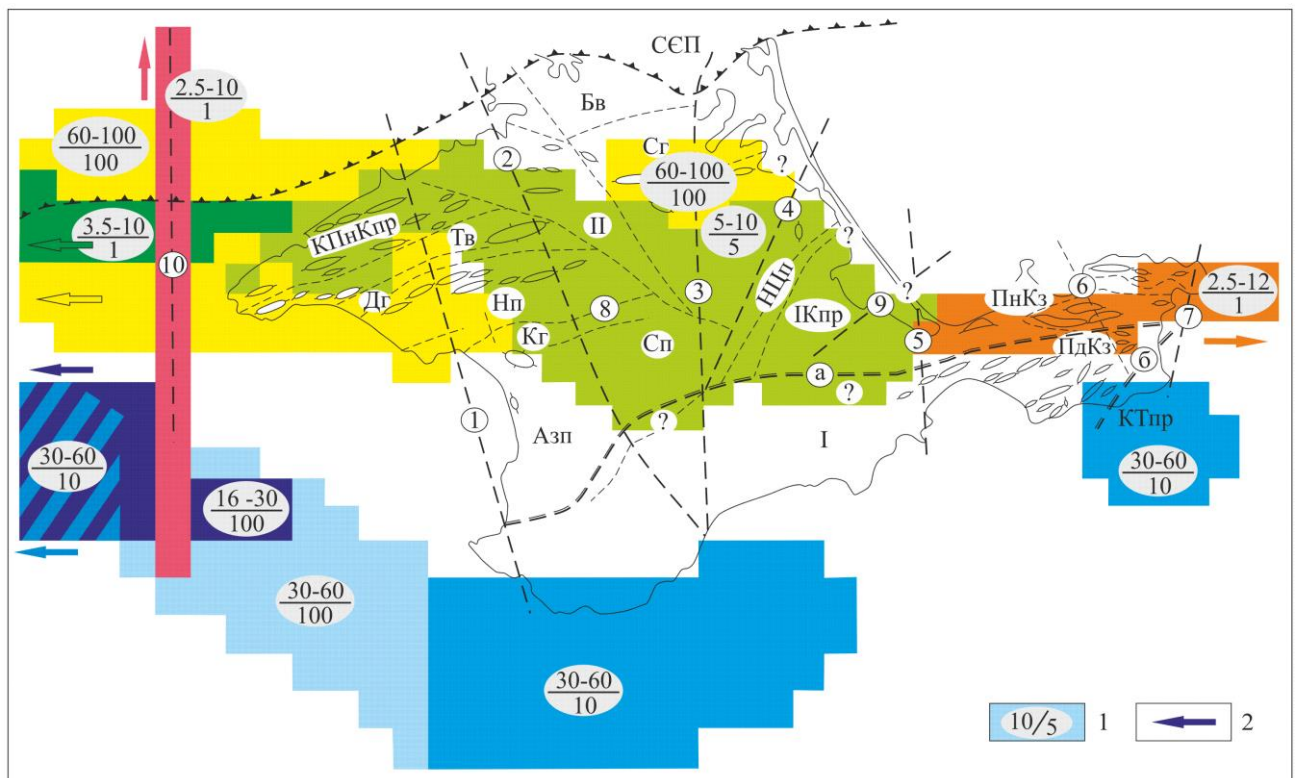


Рис. 6. 24. Просторове розташування аномалій високої електропровідності за результатами 3D моделювання: 1 – параметри аномалій електропровідності (чисельник – глибина залягання покрівлі та подошва в км; знаменник – питомий опір в Ом·м); 2 – напрямок продовження простягання аномалій електропровідності. Умовні позначення див. на рис. 6.1.

Північно-східна частина району Степового Криму характеризується присутністю аномалії електропровідності в Сиваському грабені і між Чонгарським та Мелітопольсько-Новоцарицинським розломами на глибинах 60–100 км ($\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) з просторовим розподілом $60\times 15 \text{ км}$.

Під акваторією Чорного моря на глибинах 2,5–10 км ($\rho = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) виявлено два субмеридіональних провідника, що приурочені до глибинних Миколаївського та Одеського розломів. Субширотний провідник на глибинах 3,5–10 км ($\rho = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) простягається від сходу Переддобрудзького прогину (продовження Болградського розлому) вздовж Каркінітсько-Північнокримського прогину до північної частини Тарханкутського півострова, де з'єднується з Тарханкутською аномалією на глибинах 5–10 км.

Південніше (продовження аномалії Добрузького регіону та північно-західного шельфу Чорного моря між двома глибинними розломами: Кілійським та Печенга-Камена, її осьова частина відповідає Сулінській ЗР) виявлено потужну субширотну аномалію на межі кора–верхня мантія з диференційованим розподілом питомого опору як по латералі, так і по вертикалі. Її глибинна частина знаходиться між 30 та 60 км з ρ від 10 до 100 Ом·м. Після перетину з заходу на схід Миколаївського субмеридіонального глибинного розлому вона змінює напрямок на південно східний, оконтурюючи Кримський півострів. В західній частині цієї аномалії в акваторії Чорного моря можливий локальний ($150\times 50 \text{ км}$) підйом на глибинах від 16 до 30 км з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, який зі сходу обмежується Миколаївським глибинним розломом.

На південномусході Керченського півострова виявлена аномалію ізометричної форми на глибинах 30–60 км ($\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), що займає частину Керченсько-Таманського прогину (північно-східну).

Тарханкутська аномалія (західна частина Каркінітсько-Північнокримського прогину і Тарханкутського валу) проявляється на глибинах 60–100 км з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Прояви вуглеводнів на території Тарханкутського півострова. За сучасними уявленнями глибинні термодинамічні умови та геодинамічні

процеси грають домінуючу роль у розвитку та формуванні корисних копалин, у тому числі і горючих [Лукин, 1999].

Виділення зон впровадження флюїдів, підвищеної гідрогеологічної активності тощо – стає найважливішим завданням глибинної магнітотелурики, оскільки саме ці зони мають підвищену провідність, завдяки досить високій ступені мінералізації – графітизації, сульфідизації, озалізнення, окварцювання та ін. У зв'язку з цим стає зрозумілим інтерес фахівців наук про Землю до виділення високопровідних зон в корі та мантиї Землі.

У геологічному відношенні Тарханкутський півострів входить в Каркінітсько-Північнокримський прогин – тектонічну структуру другого порядку на півдні СЄП. Прогин охоплює північну частину Присиваського, Рівнинного Криму та прилеглу до нього акваторію північно-східного шельфу Чорного моря, включаючи Каркінітську затоку. Його північна межа умовно йде по ізогіпсі поверхні кристалічного фундаменту – 2 500 м, з якою в плані приблизно сходиться область розвитку скорочених потужностей крейдяно-палеогенових відкладів. Південним закінченням прогину є схил Каламітсько-Центральнокримського мегапідняття і його продовження у бік акваторії [Шеремет и др, 2016].

Прогин є глибинною депресією субширотного простягання, складений (до 10–11 км) нижньокрейдовими, теригенно-глинистими і вулканогенними товщами та верхньокрейдовими – еоценовими глинисто-карбонатними і міоцен-пліоценовими карбонатно-глинистими утвореннями [Круглов, Цыпко, 1988].

Причорноморсько-Кримська нафтогазоносна область включає 23 родовища (2 нафтових, 9 газоконденсатних, 12 газових). Більшість родовищ розташовані на території Рівнинного Криму (переважно Чорноморський район) та в східній частині акваторії Чорного моря [Порфирьев и др., 1988].

Просторово абсолютна більшість проявів вуглеводневих родовищ на території Тарханкутського півострова та Степового Криму потрапляє в області аномалій підвищеної електропровідності (рис. 6. 13, 6. 25, 6. 26, 6. 27).

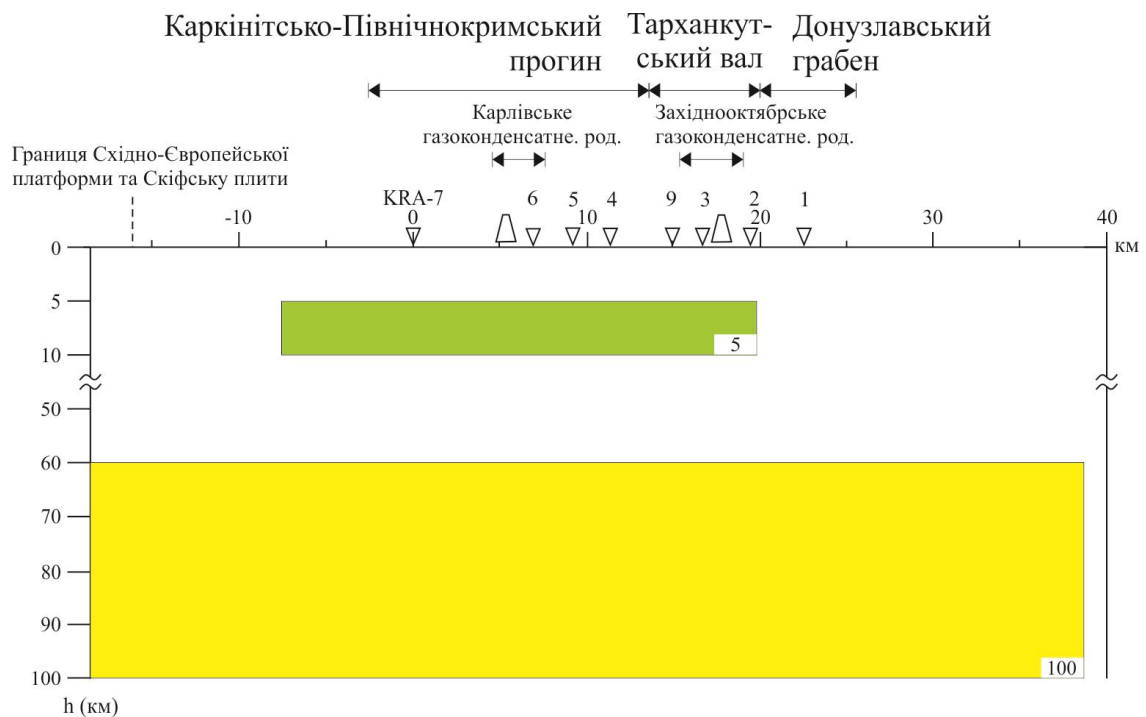
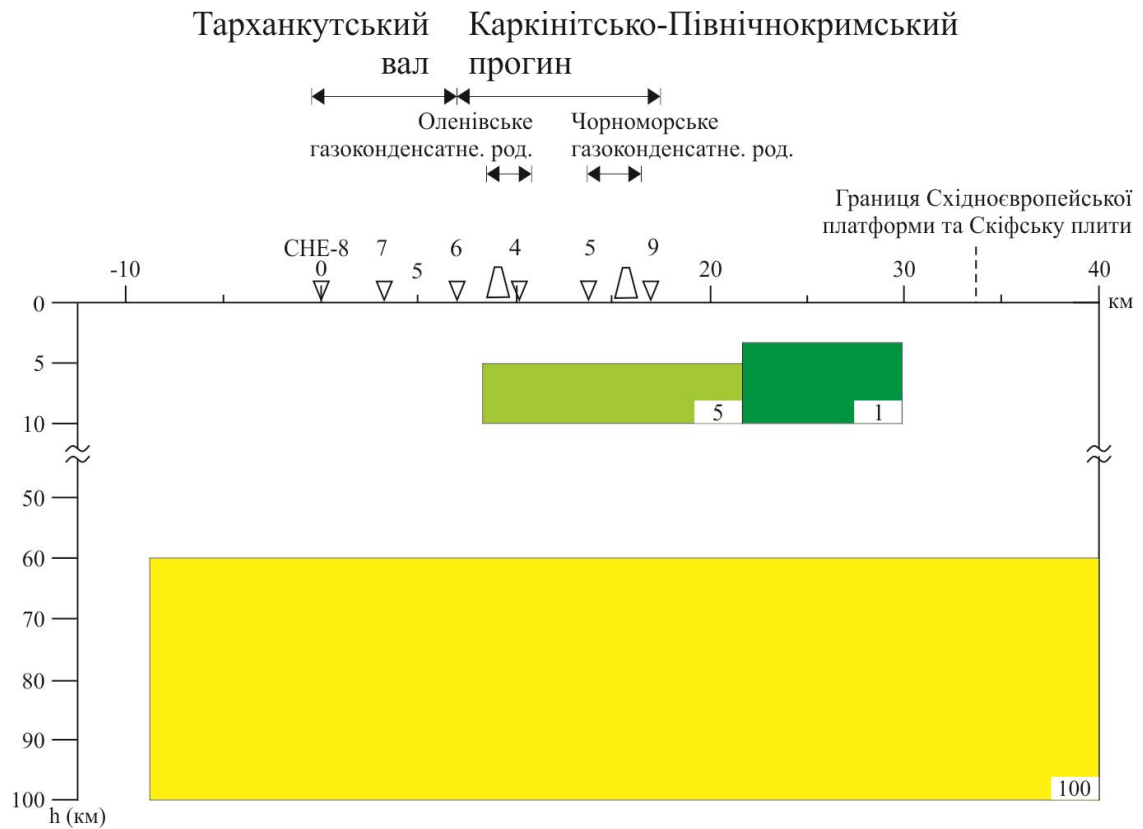


Рис. 6. 25. Розріз тривимірної геоелектричної моделі і проєкції вуглеводневих родовищ: а – пр. Чорноморський; б – пр. Краснополянський. Цифри в прямокутниках – питомий електричний опір Ом·м.

Так, до пр. Чорноморський та Краснополянський приурочено Оленівське, Чорноморське, Карлавське та Західнооктябрське газоконденсатні родовища (рис. 6.13, 6.25).

Оленівське та Чорноморське газоконденсатні родовища (рис. 6.13, 6.25 а) приурочені до південної зони антиклінальних складок Тарханкутського півострова в центральній частині Каркінітсько-Північнокримського прогину. Промисловий приплив газу Оленівського родовища знаходиться в інтервалі 395–564 м. Тоді як Чорноморське характеризується більшими глибинами 2 080–2 122 м, припливи газу отримано з майкопських утворень верхнього олігоцену – нижнього міоцену палеогену.

Західнооктябрське та Карлавське газоконденсатні родовища (рис. 6.13, 6.25 б) приурочені до Октябрськокрейдяної зони антиклінальних складок південного борту Каркінітсько-Північнокримського прогину. Промисловий видобуток газу Карлавського родовища отримано з відкладів палеогену – нижнього палеоцену в інтервалі 1 126–1 200 м, а також нестабільні дебіти – з відкладів сеномана нижнього ярусу верхньої крейди в інтервалі 3 387–3 460 м. У випадку Західнооктябрського родовища продуктивними товщами є відклади середнього альба нижньої крейди в інтервалі 2 894–2 918 м.

Як видно з розрізів тривимірної геоелектричної моделі (рис. 6.25) вздовж пр.. Чорноморський та Краснополянський, газоконденсатні родовища знаходяться над добре провідними геоелектричними неоднорідностями 5–10 км з $\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ та їх глибинною складовою 60–100 км з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

До пр.. Євпаторійський, Сакський та Джанкойський приурочені Октябрське, Тетянівське, Серебрянське та Джанкойське вуглеводневі родовища (рис. 6.13, 6.26, 6.27).

Октябрське нафтове родовище приурочено до південної зони складок Каркінітсько-Північнокримського прогину в зоні субмеридіонального Євпаторійсько-Скадовського розлому, який добре проявився у пункті DOB за просторовим розподілом передавальних операторів МТ поля (див. рис. 6.4), а у тривимірній моделі – у вигляді південного і північного обмеження провідників різної глибинності (рис. 6.26 а). У будові фундаменту Октябрської площі беруть участь серицит-графітові, слюдисто-кварц-карбонатні та інші сланці, метаморфізовані пісковики, алевроліти. Продуктивні горизонти знаходяться в

інтервалах глибин від 2 668 до понад 3 360 м. Проектні глибини для збільшення дебітів нафти плануються до 5 км. Октябрська структура знаходиться над південною границею поверхневого провідника 5–10 км з $\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ та над північною границею глибинної Тарханкутської аномалії електропровідності 60–100 км з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (рис. 6.26 а).

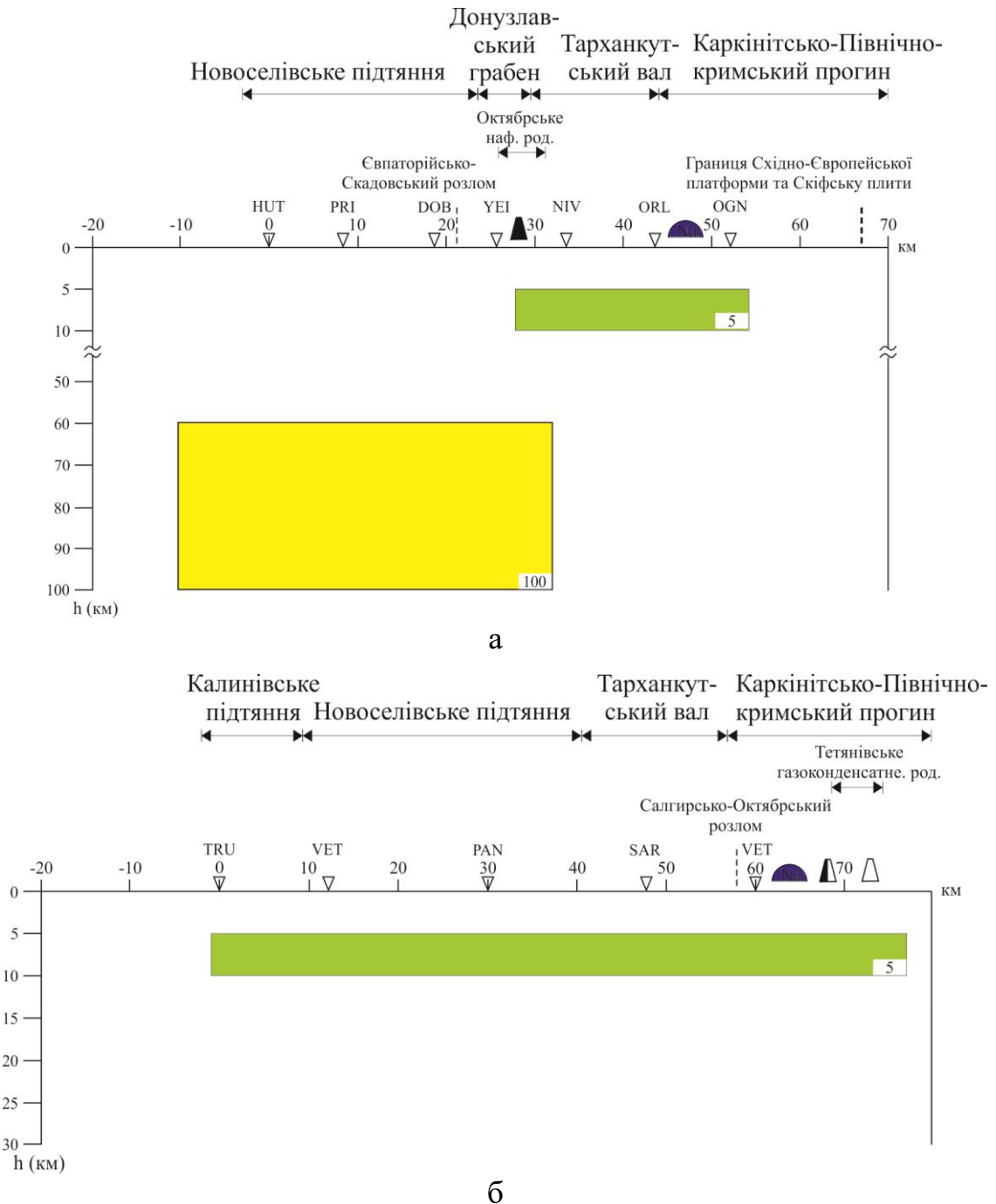


Рис. 6.26. Розріз тривимірної геоелектричної моделі і проєкції вуглеводневих родовищ: а – пр. Євпаторійський; б – пр. Сакський. Цифри в прямокутниках – питомий електричний опір $\text{Ом}\cdot\text{м}$.

Тетянівське та Серебрянське вуглеводневі родовища (рис. 6.26 б) приурочені до Серебрянської депресії Каркінітсько-Північнокримського прогину в зоні субмеридіонального Салгирсько-Октябрського розлому. Промислові поклади пов'язуються з двома горизонтами нижньої та верхньої крейди. Надходження газу Тетянівського родовища пов'язані з інтервалами глибин 4 431–4 438 та 3 869–3 872 м, тоді як Серебрянські продуктивні нафтогазоносні горизонти знаходяться у інтервалі 1 747–1 820 м. Родовища приурочені до північної границі поверхневого провідника, що залягає на глибинах 5–10 км та характеризується $\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

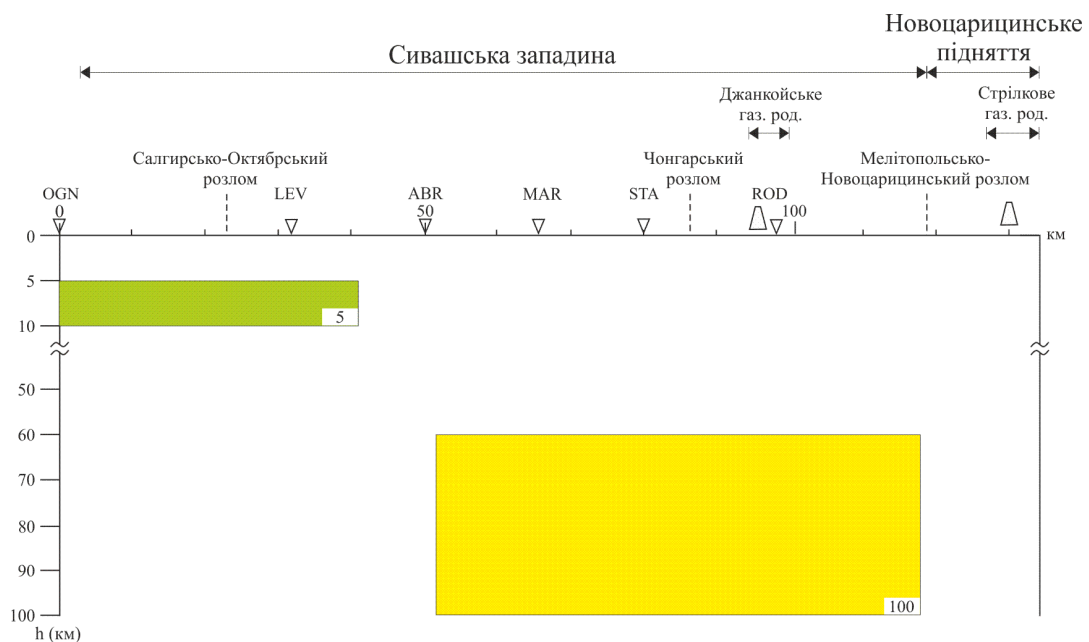


Рис. 6. 27. Розріз тривимірної геоелектричної моделі пр. Джанкойський і проекції вуглеводневих родовищ. Цифри в прямокутниках – питомий електричний опір Ом·м.

Одним з найбільших газових родовищ Криму вважається Джанкойське, яке приурочено до Північнокримської зони Каркінітсько-Північнокримського прогину у області між Чонгарським та Мелітопольсько-Новоцарицинським розломами. Газоносність регіону пов'язують з палеоген-неогеновими утвореннями. Найпродуктивніші горизонти знаходяться у інтервалі глибин від 336 до 892 м. Родовище тяжіє до локальної глибинної аномалії електропровідності (рис. 6.13, 6.27) з просторовим розподілом $60 \times 15 \text{ км}$ на глибинах 60–100 км та $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Прояви вуглеводнів на території Керченського півострова. Регіон є перспективним на виявлення вуглеводнів. У Причорноморському нафтогазоносному регіоні 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 вважаються глибинні ділянки земної кори Чорного моря.

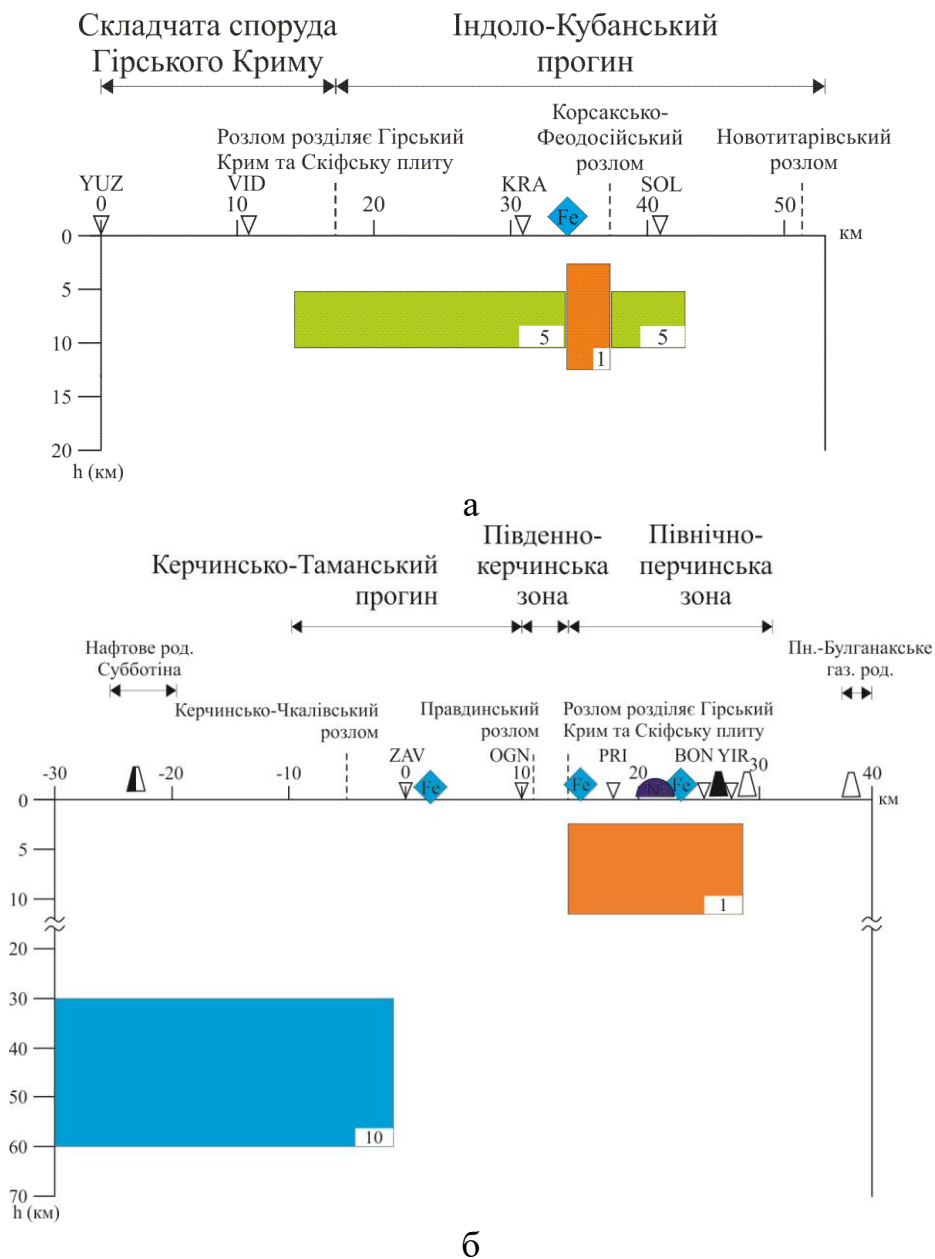


Рис. 6. 28. Розріз тривимірної геоелектричної моделі і проекції вуглеводневих родовищ: а – пр. Феодосійський; б – пр. Керч-3. Цифри в прямокутниках – питомий електричний опір Ом·м.

Вуглеводневі родовища Керченського півострова, тектонічно приурочені до приосьової зони Індоло-Кубанського прогину у межах Північнокерченської зони в смузі Булганацько-Фонталівського підняття (рис. 6.13, 6.28 б). Продуктивні горизонти Північнокерченської газоносної та Войківської нафтової структур знаходяться у верхній частині середньомайкопських відкладів на глибинах до 2 500 м. Нафтогазову структуру із сходу перетинає субмеридіональний глибинний Керченсько-Чкаловський розлом (рис. 6.28, б). Продуктивні горизонти Актаського нафтогазового родовища приурочені до караганських відкладів в інтервалі 399–408 м. Родовище відноситься до Горностаєвського субмеридіонального глибинного розлому (рис. 6.13). Вуглеводневі родовища материкової частини Керченського півострову тяжіють до електропровідної геоелектричної неоднорідності, що простягається вздовж південної частини Індоло-Кубанського прогину в межах Північнокерченської зони з просторовими параметрами 90×20 км на глибинах 2,5–12 км з $\rho = 1$ Ом·м, що можливо, продовжується на Таманському півострові.

Окремо потрібно відзначити 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 5 000 м, у тому числі проектні, приурочені: нижній – нафтоносний (нижній олігоцен (нижній майкоп)), верхній – газоносний (середній міоцен і верхній олігоцен (середній майкоп)) [Вакарчук та ін., 2009]. Субботінське родовище територіально відноситься до аномалії ізометричної форми (рис. 6.24, 6.28,б) на південномусході Керченського півострова з продовженням у північно-східній частині Керченсько-Таманського прогину, де залягає на глибинах 30–60 км з $\rho = 10$ Ом·м. Аномалію електропровідності субмеридіонально перетинають різнорангові розломи – Горностаєвський, Керченсько-Чкаловський та ін.

Керченський залізорудний басейн тектонічно приурочений до Індоло-Кубанського прогину у межах витягнутої Північнокерченської зони. Родовища

залізних руд приурочені до мульд і прогинів субширотного простягання довжиною 6–40 км і шириною 1,5–13 км. Рудний горизонт тяжіє до морських кіммерійських відкладів нижнього пліоцену і представлений пологозалягаючими пластами піщано-глинистих порід з бурими залізяками. Потужність рудних покладів від 0,5–2 м в крайових до 25–40 м в центральних частинах мульд [Галецький, 2001]. У регіоні розвідано понад 11 родовищ залізних руд. Найвідоміші з них: Акманайська ділянка, Катерлезька, Боксинська, Комиш-Бурунська, Киз-Аульська мульди та ін. Таким чином, Акманайська ділянка (рис. 6.28, а) знаходиться в складній області Корсарсько-Феодосійського розлому в зоні контакту двох провідників з різною глибиною та опором. Катерлезька, Боксинська та Комиш-Бурунська мульди знаходяться над поверхневим провідником в межах Керченсько-Чкаловського розлому. Загалом Керченський залізорудний басейн відповідає положенню субширотної електропровідної структури на глибинах 2,5–12 км з $\rho = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ у межах Північнокерченської зони. У керченських залізних рудах містяться сульфіди (пірит, піротин) і сульфати (гіпс) та значний вміст сірчанних відкладів. Вважається, що сірка привнесена підземними водами, які також багаті на миш'як і фосфор. Можна припустити, що сірчані води мають глибинне походження, у тому числі спільне походження з вуглеводневими флюїдами. Так ситуація може пояснювати підвищену електропровідність, якою характеризуються надра Північнокерченської зони.

Розглянутий матеріал впевнено свідчить про приуроченість проявів вуглеводнів до виділених за даними геоелектричного зондування та тривимірного моделювання аномалій високої електропровідності, які часто пов'язані з глибинними зонами розломів.

На думку авторів робіт [Порфирьев и др., 1977, 1978], утворення нафти і газу у Причорноморсько-Кримській нафтогазоносній області пов'язано з процесами, що протікають у верхній мантії Землі, звідки вони мігрували в осадову товщу і її фундамент по зонам великих розломів в третинно-четвертинний час.

Тривимірною моделлю надр Тарханкуту та Степового Криму характеризується присутністю двох провідників на глибинах 5–10 км з $\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ та 60–100 км з $\rho = 10\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Тоді як надра Керченського регіону провідниками на глибинах 2,5–12 км з $\rho = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ та 30–60 км з $\rho = 10\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Природу аномалій Кримського регіону можна передбачити як теплову. Про це впевнено свідчать результати вимірів теплового потоку Кримської геосинкліналі (понад 70 мВт/м) [Гордиенко, 2001]. Основні геометричні параметри теплових аномалій перекликаються з результатами, отриманими при моделюванні. Параметри співвідношень ізотопів $^3\text{He}/^4\text{He}$ свідчать про аномальність цього параметра. Передбачається, що шляхи проникнення мантійного гелію виникли в результаті молодої активізації [Гордиенко, 2001]. Уздовж V профілю ГСЗ, що перетинає Тарханкутський півострів, на глибині 80 км зареєстровано аномальне зниження швидкості поширення поздовжніх хвиль [Соллогуб, 1986].

Висновки до розділу 6

Результати тривимірного моделювання дають уявлення про зв'язок між електричним опором та гірськими породами того чи іншого регіону. Геоелектричну модель Криму, що включає різноманітні тектонічні елементи, можна в першому наближенні представити таким чином. Електропровідні утворення на поверхні Землі – осадові відклади, морська вода – розташовуються на фоні загального високого опору, характерного для консолідованої кори і верхньої мантії, які включають неоднорідні корові і добре електропровідні мантійні зони. Основним результатом якісної інтерпретації геоелектричних досліджень є виявлення областей високої електропровідності як в 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 часто збігаються з розломними структурами різного

порядку, більшість таких об'єктів приурочені до шовних зон між різними тектонічними елементами, такими як, СЄП і СП і Гірський Крим, Північнокерченська і Південнокерченська зони, і верхньої мантії, що містить неоднорідні корові та мантійні високопровідні шари. Це може свідчити про високу проникність для глибинних флюїдів зон контактів у процесі їх формування.

Інтерпретація експериментальних даних дозволила припустити існування декількох типів орієнтації електропровідних аномалій – протяжних субмеридіональних та субширотних структур в центральній частині СП. Три аномальні зони з верхньою кромкою на глибині до 10 км спостерігаються: 1) на заході Криму (обмежена із заходу Євпаторійсько-Скадовським, із сходу Салгирсько-Октябрським, з півдня Донузлавським розломами, на півночі – регіональним швом між СЄП і СП); 2) на сході (пр. Джанкойський) в районі Чонгарського розлому – західного відгалуження Мелітопольсько-Новоцарицинської зони розломів; 3) поблизу Керченського перешийка в районі Кримсько-Керченського підняття вздовж пр. Феодосійський. У земній корі виділяються три аномальні зони: 1) $h = 10\text{--}30$ км, S до 5 000 См; 2) $h = 10$ км, S до 5 000 См; 3) $h = 10$ км, S від 2 000 до 10 000 См.

Згідно з результатами 3D моделювання Кримсько-Чорноморського регіону у земній корі та верхній мантії було виділено ряд електропровідних структур на різних глибинах від 2,5 до 100 км. У надрах Кримського півострова виявлено аномалію електропровідності на глибинах 5–10 км з $\rho = 5$ Ом·м, яка простягається від північної частини Тарханкутського півострову через центральний Крим до північно-західної частини Керченського півострова і з північного-заходу обмежується границею СЄП, а з півдня – глибинним розломом, що розмежовує Гірський Крим та СП. На заході провідник відповідає східній частині Новоселівського підняття та Альмінській впадині. З півночі його обмежено Сиваським грабенем та Балашовським виступом, з заходу – Корсарсько-Феодосійським розломом. Далі на схід простежується зменшення питомого опору до $\rho = 1$ Ом·м вздовж південної частини Індоло-

Кубанського прогину, де проявився провідник на глибинах 2,5–12 км, що, можливо, продовжується на Таманському півострові.

Північно-східна частина району Степового Криму характеризується присутністю аномалії електропровідності в Сиваському грабені і між Чонгарським та Мелітопольсько-Новоцарицинським розломами на глибинах 60–100 км з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Під акваторією Чорного моря на глибинах 2,5–10 км з $\rho = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ виявлено два субмеридіональних провідника, що приурочені до глибинних Миколаївського та Одеського розломів. Субширотний провідник на глибинах 3,5–10 км з $\rho = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ простягається від сходу Переддобрудзького прогину (продовження Болградського розлому) вздовж Каркінітсько-Північнокримського прогину до північної частини Тарханкутського півострова, де з'єднується з Тарханкутською аномалією на глибинах 5–10 км.

Південніше (продовження аномалії Добрузького регіону та північно-західного шельфу Чорного моря між двома глибинними розломами: Кілійським та Печенга-Камена, її осьова частина відповідає Сулінській ЗР) виявлено потужну субширотну аномалію на межі кора–верхня мантія з диференційованим розподілом питомого опору як по латералі, так і по вертикалі. Її глибинна частина знаходиться між 30 та 60 км з ρ від 10 до 100 Ом·м. Після перетину з заходу на схід Миколаївського субмеридіонального глибинного розлому вона змінює напрямок на південно східний, оконтурюючи Кримський півострів. В західній частині цієї аномалії в акваторії Чорного моря можливий локальний 150×50 км підйом на глибинах від 16 до 30 км з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, який зі сходу обмежується Миколаївським глибинним розломом.

На південномусході Керченського півострова виявлено аномалію ізометричної форми на глибинах 30–60 км ($\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), яка займає частину Керченсько-Таманського прогину (північно-східну).

Тарханкутська аномалія (західна частина Каркінітсько-Північнокримського прогину і Тарханкутського валу) проявляється на глибинах 60–100 км з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Поза всяким сумнівом, існує взаємозв'язок між проявами сейсмічності, нафтогазоносністю і геоелектричними параметрами, що відображають сучасний стан земної кори і верхньої мантії і, ймовірно, сліди впливу сучасних мантійних флюїдів.

Зони проявів надглибоких флюїдів, отримані за даними сейсмотомографії, аномалій високої електропровідності в земній корі і верхній мантії (результати 3D моделювання), підвищеного теплового потоку і поширення гіпоцентрів землетрусів підтверджують зв'язок сейсмічності Криму з колізійними процесами.

Перелік використаних джерел до розділу 6

1. Алексанова, Е. Д., Варенцов, И. М., Куликов, В. А., Логвинов, И. М., Лозовский, И. Н., Пушкарев, П. Ю., ... Яковлев, А. Г. (2013). Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы. *Геофизика*, (2), 32—38.
2. Бердичевский, М. Н., & Дмитриев, В. И. (2009). *Модели и методы магнитотеллурики*. Москва: Научный мир.
3. Бугаенко, И. В., Шумлянская, Л. А., Заец, Л. Н., & Цветкова, Т. А. (2008). Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.*, 30(5), 145—160.
4. Бурахович, Т. К., & Кулик, С. Н. (1999). Квазитрехмерная геоэлектрическая модель тектоносферы Крыма. *Геоф. журн.* 21(3) 123—126.
5. Бурахович, Т. К., & Кушнір, А. М. (2015). Розподіл електропровідності в надрах Кримського регіону: *XIV Міжнар. конф. з геоінформатики. Теоретичні та прикладні аспекти*. Отримано з <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=80196>.

6. Бурахович, Т. К., Варенцов, И. М., Гордиенко, В. В., Кулик, С. Н., & Логвинов, И. М. (1987). О природе Тарханкутской аномалии. *Геофиз. журн.*, 9(5), 50—58.
7. Бурахович, Т. К., Кушнір, А. М., Цветкова, Т. О., & Шумлянська, Л. О. (2013). Комплексна інтерпретація сейсмотомаграфічних та геоелектричних моделей для оцінки геодинамічних процесів у літосфері Криму. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 13(2), 12—26.
8. Бурахович, Т. К., Кушнір, А. М., Николаев, И. Ю., Цветкова, Т. А., & Ширков, Б. И. (2015). Комплексная интерпретация сейсмотомаграфических и геоэлектрических моделей для оценки геодинамических процессов в литосфере Крыма: *VII Всерос. школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли им. М. Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна*, Иркутск. Отримано з http://conf.nsc.ru/ems2015/ru/ems2015_doklady.
9. Бурьянов, В. Б., Гордиенко, В. В., Завгородняя, О. В., Кулик, С. Н., & Логвинов, И. М. (1985). *Геофизическая модель тектоносферы Украины*. Киев: Наук. думка.
10. Вакарчук, С. Г., Шевченко, О. А., Довжок, Т. Є., Чепіль, П. М., Харченко, М. В., & Караваєва, Ю. А. (2009). Особливості геологічної будови та оцінка перспектив нафтогазоносності відкладів середнього міоцену і верхнього олігоцену на родовищі Субботіна. *Науковий вісник ІФНТУНГ*, 21(3), 44—50.
11. Варенцов, И. М. (2013). Программная система `prc_mtmv` для обработки данных синхронных МТ/МВ зондирований: *VI Всерос. школы-семинара им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна*. Новосибирск.
12. Галецький, Л. С. (Ред.) (2001). *Атлас "Геологія і корисні копалини України"*. Київ: ДТ "Такі Справи".
13. Гордиенко, В. В. (2001). *Современная активизация и изотопия гелия территории Украины*. Київ: Знання.

14. Гордиенко, В. В., Гордиенко, И. В., Завгородняя, О. В., Логвинов, И. М., Тарасов, В. Н., & Усенко, О. В. (2004). *Геотермический атлас Украины*. Киев: Изд. ИГФ НАНУ.
15. Гуфельд, И. Л. (2007). *Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты*. Научное издание. Королёв. М. О., ЦНИИМаш.
16. Круглов, С. С. & Цыпко, А. К. (1988). *Тектоника Украины*. Москва: Недра.
17. Кулик, С. Н., & Бурахович, Т. К. (1984). Глубинное магнитотеллурическое зондирование Тарханкутского полуострова. *Докл. АН УССР. Сер. Б*, (12), 15—18.
18. Лукин, А. Е. (1999). О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природных углеводородно-генерирующих систем). *Геол. журн.*, (1), 30—42.
19. Лукин, А. Е. (2006). Основные закономерности формирования залежей нефти и газа в Черноморском регионе. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, (3), 10—21.
20. Орлюк, М. І., Сумарук, Т. П., Сумарук, Ю. П., & Роменець, А. О. (2014). Оцінка вкладу індукційних струмів у вікову варіацію геомагнітного поля (за даними українських геомагнітних обсерваторій). *Геофиз. журн.*, 36(2), 111—120.
21. Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Дудик, А. М., Николаев И. Ю., Дудик, С. А., Кушнир, А. Н., ... Агаркова, Н. Г. (2016). *Геоэлектрические и геохимические исследования при прогнозировании углеводородов в Украине*. Киев: Компринт.
22. Порфирьев, В. Б. Клочко, В. П., & Краюшкин, В. А. (1977). *Геологические критерии поисков новых объектов на нефть и газ на территории Украины*. Киев: Наук. думка.
23. Порфирьев, В. Б., Краюшкин, В. А., & Клочко, В. П. (1981). Геологические критерии перспектив поиска нефти и газа в гетерогенном

- фундаменте причерноморско-крымской нефтегазоносной области. *Геол. журн.*, 41(1), 38—47.
24. Порфирьев, В. Б., Соллогуб, В. Б., Чекунов, А. В., Гаркаленко, И. А., Пустильников, М. Р., ... Шаманский, А. А. (1978). *Строение и нефтегазоносность северной части Черного моря и сопредельных территорий*. Киев: Наук, думка.
25. Пристай, А. Н., Проненко, В. А., Корепанов, В. Е., & Ладанивский, Б. Т. (2014). Роль электрических измерений при глубинном магнитотеллурическом зондировании Земли. *Геофиз. журн.*, 36(6), 173—182.
26. Пустовитенко, Б. Г., Кульчицкий, В. Е., & Пустовитенко, А. А. (2006). Новые карты общего сейсмического районирования территории Украины. Особенности модели долговременной сейсмической опасности. *Геофиз. журн.*, 28(3), 54—77.
27. Рокитянский, И. И. (1975). *Исследования аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования*. Киев: Наук. думка.
28. Рокитянский, И. И., Терешин, А. В., Трегубенко, В. И., Голубцова, Н. С., Ингеров, А. И., & Савченко, Т. С. (2012). Обзор наблюдений МВП-МТЗ в южной части Кировоградской аномалии электропроводности и первый опыт пленочного моделирования структуры Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 34(3), 92—101.
29. Свидлова В. А., & Пасынков Г. Д. (2013). Сейсмичность Крыма в 2012 году. *Сейсмологический бюллетень Украины*, 6—10.
30. *Сейсмічність Українию. Світовий центр даних з геоінформатики та сталого розитку*. Отримано з <http://wdc.org.ua/uk/node/192>
31. Сидоров, В. А. & Файнберг, Э. Б. (Ред.) (1978). *Суммарная продольная проводимость водной оболочки и осадочного чехла*. Москва: Наука.
32. Соллогуб, В. Б. (1986). *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Геотраверсы I, II, V*. Київ: Наук. думка.

33. Соллогуб, В. Б., & Чекунов, А. В. (1975). Глубинное строение и эволюция земной коры. *Проблемы физики Земли на Украине* (с. 118—141). Киев: Наук. думка.
34. Тихоненков, Э. П. (1997). Основные черты геодинамики Крымского сейсмоактивного региона: *Геодинамика Крымско-Черноморского региона*. Симферополь.
35. Ткачев, Г. Н., & Свириденко, И. А. (1978). Некоторые результаты ГМТЗ в Крыму. *Электромагнитные исследования* (с 92—97). Киев: Наук. думка.
36. Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А., & Бугаенко, И. В. (2012). Сверхглубинные флюиды Восточно-Европейской платформы: *XVIII Международная конференция: Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы*. Воронеж: Научная книга. 392—395.
37. Юровский, Ю. Г. (1997). Сейсмичность и миграция флюидов Керченско-Таманского региона: Конференции «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». Симферополь: Крымский экспертный совет по оценке сейсмической опасности и прогнозу землетрясений.
38. Kutas, R. I., Kobolev, V. P., & Tsvyashchenko, V.A., (1998). Heat flow and geothermal modl of the Black sea depression. *Tectonophysics* 291, 91—100.
39. 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.
40. Neal, S. L. Mackie, R. L., Larsen, J. C., & Schultz, A. (2000). Variations in the electrical conductivity of the upper mantle beneath North America and the Pacific Ocean. *Journal of geophysical research*, 105(B4), 8229—8242. <https://doi.org/10.1029/1999JB900447>
41. Omura, K., (1991). Change of Electrical conductivity of olivine associated with olivine-spinel transition. *Phys. Earth Planet. Int.* 65, 292—307.
42. Schmucker, U., (1970). Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr*, 13, 1—165.

43. Semenov, V. Yu., & Jozwiak, W., (1999). Model of the geoelectrical structure of the mid- and lower mantle in the Europe-Asia region. *Geophys. J. Int.*, 138, 549—552.
44. Semenov, V. Yu., Kulik, S. N., & Logvinov, I. M., (1996). Estimations of the geoelectrical structure of the mantle in Ukraine. *Доп. НАН України*, (12), 134—137.
45. Tarits, P., (1986). Conductivity and fluids in oceanic mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 42(4), 215—222.
46. Varentsov Iv. M., (2007). Array of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. *Electromagnetic sounding of the Earth's interior. Methods in geochemistry and geophysics*, 40, 259—273.
47. Watson, E. B., & Brenan, J. M., (1987). Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 497—515.
48. www.isc.ac.uk.

ВИСНОВКИ

Аномалії електропровідності є одним з провідних факторів, що вказують на можливі зони проявів геодинамічних процесів, які відбуваються чи проходили в земній корі і мантії та сформували геоелектричні неоднорідності у літосфері. Насамперед, це стосується побудови моделей формування та проникнення у земну кору глибинних високотемпературних флюїдів – важливого джерела для всіх наступних процесів генезису у верхній мантії та земній корі. За сучасними уявленнями глибинні термодинамічні умови та геодинамічні процеси мають домінуючий вплив на розвиток корисних копалин, в тому числі горючих, а також на накопичення і реалізацію сейсмічної енергії та ін. Це свідчить про значну роль глибинних геоелектричних досліджень у сучасних тенденціях прогнозування родовищ корисних копалин.

Проблема електромагнітної індукції в Землі полягає в тому, що локальні аномалії створюють суттєві ефекти далеко за межами аномальних областей. Така ситуація ускладнює інтерпретацію даних і побудову моделей, оскільки помилки в одному пункті можуть бути компенсовані даними, отриманими в іншому пункті. Крім того, більшість об'єктів пошуку в рудній і структурній електророзвідці здебільшого є складними тривимірними структурами, тому основним способом аналізу та інтерпретації експериментальних даних залишається тривимірне моделювання.

На сьогодні з використанням сучасного польового матеріалу побудовано різні тривимірні моделі як регіональні (східної частини УЩ і Донбау; західної частини УЩ; центральної частини УЩ, яка в основному пов'язана з Кіровоградською аномалією електропровідності), так і локальні (Кіровоградського рудного поля, ГШЗ, унікальних метабазитових утворень (Тарасівської та Троянківської структур Ятранського блоку ГШЗ), північної Добруджі та Переддобрудзького прогину, о. Зміїний, Кримсько-Чорноморського регіону).

Основним результатом геоелектричних досліджень можна вважати не тільки виявлення численних локальних та регіональних аномалій електропровідності, але і наявність низькоомних глибинних аномалій уздовж протяжних зон розломів, приурочених до зон метасоматозу, спряженість низькоомних аномалій з металогенічними рудними вузлами і геохімічними аномаліями. Так, Кіровоградська аномалія електропровідності в консолідованій корі в районі її перетину з ДДЗ просторово збігається з нафтогазовими родовищами. Донбаська аномалія електропровідності трасує площу газових родовищ. Тарханкутська і Керченська аномалії високої електропровідності також просторово пов'язані з проявами вуглеводнів. У Прип'ятьському прогині, який характеризується глибинними аномаліями, виявлено значну нафтогазоносність.

Таким чином, найбільш значущими результатами роботи є наступні.

1. Отримано нові експериментальні дані методами МТЗ і МВП за допомогою сучасного обладнання з використанням передових технологій спостережень у межах окремих ділянок УЩ, ДДЗ, Донбасу, Північної Добруджі та Переддобрудзького прогину і Криму. Обробку виконано різними програмними комплексами. Здійснювалося оцінювання двох локальних передаточних операторів – МТ імпедансу, МВ типера, які побудовано у вигляді амплітудних та фазових кривих позірною питомого опору для широкого діапазону періодів, комплексних індукційних параметрів, профільних графіків та псевдорозрізів найінформативніших компонент функцій відгуку.

2. Вперше виявлено геоелектричні неоднорідності у різних геологічних структурах земної кори і верхньої мантії території України, які характеризуються аномально низькими та аномально високими значеннями електричного опору.

Геоелектричні неоднорідності УЩ:

- східна частина Приазовського мегаблока, Грузько-Єланчікцька і південно-східна частина Кальміуської зон розломів на глибинах біля 10–50 км, $\rho < 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

- центральна частина УЩ (ГШЗ, Інгульський мегаблок, ІКШЗ) – з поверхні до глибин 2–10 км і більше з $\rho = 10\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, на глибинах 20–25 км з $\rho = 50\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, на глибині 25–30 км і більше 50 км з $\rho = 100\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$;

- базит-метабазитові утворення Ятранського блока ГШЗ: Тарасівське – з поверхні до 100 м та 2–10 км з $\rho = 10\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; Троянківське – від поверхні до 200 м та 2–10 км з $\rho = 5\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Геоелектричні неоднорідності ДДЗ:

- Брагінсько-Лоевський виступ і Чернігівський блок – значна мінливість верхньої кромки провідників від 18–40 км у північно-західному напрямку до 3–5 км у осьовій частині;

- північний борт Белгородсько-Сумського мегаблока – у інтервалі глибин 50–160 км;

- південний борт центральної частини ДДЗ на глибинах 10–25 км, $\rho < 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, 25–30 км, $\rho < 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$;

Геоелектричні неоднорідності Північної Добруджі та Переддобрудзького прогину: від поверхні до 10 км, $\rho = 2\text{--}10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 10–60 км, $\rho = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 20–100 км, $\rho = 25 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 110–160 км, $\rho = 70 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Геоелектричні неоднорідності Кримського регіону: на глибинах 2,5–12 км, $\rho = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 5–10 км, $\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 30–60 км, $\rho = 10\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 60–100 км, $\rho = 10\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

3. Підтверджено за результатами 3D моделювання, що центральна частина УЩ відрізняється високою електропровідністю по всьому розрізу земної кори і це свідчить як про аномально високу проникність порід палеопротерозойського Інгульського мегаблока, так і про сучасні прояви активізації. Вперше виявлено розгалужену мережу субвертикальних низькоомних провідників з поверхні до 2,5 км, які приурочені до окремих витягнутих частин зон розломів та їх перетинів: Тальнівської, Первомайської, Кіровоградської, Західноінгулецької, Криворізько-Кременчуцької, Звенигородсько-Братської, Субботсько-Мошоринської, Смілянської, Лелеківської, Ємилівської та Конкської. Глибше в земній корі та верхній мантії геоелектричні неоднорідності, навіть якщо вони

просторово і збігаються з розташуванням глибинних зон розломів, перетворюються в субгоризонтальні структури (шари) та проявляються в регіональних аномаліях електропровідності. Кіровоградська глибинна зона розломів є перспективною на виявлення нових родовищ урану і золота по всій її довжині як рудопідвідний канал осьової частини докембрійської рифтогенної структури, особливо між Бобринецькою і Субботсько-Мошоринською зонами розломів.

За результатами регіонального прогнозування у східному Приазов'ї перспективними зонами розломів є Грузько-Єланчикцька, де зафіксовано протяжні структури з флюорит-апатитовим зруденінням, що пов'язані з граносієнітовою формацією, та південно-східна частина Кальміуської, де виявлено кілька десятків рідкоземельних проявів.

4. Вперше на основі детальних експериментальних електромагнітних спостережень побудовано локальні тривимірні моделі базит-метабазитових утворень (Тарасівського та Троянківського масивів) Ятранського блока ГШЗ. Показано, що такі структури у геологічних границях в аномальній електропровідності не проявилися. Але розломі зони, які оконтурюють та перетинають їх, виявилися складними аномальними об'єктами як у плані, так і за глибиною. Вертикальний розріз представлено у вигляді кількох шарів: перший – електропровідний, ймовірно, пов'язаний не тільки з високою електропровідністю поверхневих осадових відкладів, але і з зоною дезінтеграції порід кристалічного фундаменту; другий – високого опору, можливо, представлений однорідною недиференційованою товщею; третій – електропровідний, ймовірно може пояснюватись особливим складом порід земної кори (графітизацією, сульфідизацією та ін.) або флюїдизацією різного походження, природу аномалій можна розглядати як результат спільної діяльності електронного та іонного типів електропровідності.

5. Вперше за результатами геоелектричних досліджень підтверджено, що вузька північна частина ГШЗ – Ядлів-Трахтемирівська зона являє собою пластину, що висунута у обмежений міжблоковий простір в умовах стиснення, і

що таких геодинамічних обстановках утворення аномалій електропровідності малоймовірно.

6. Нові експериментальні електромагнітні дані дозволили підтвердити і деталізувати раніше виділені за іншими геофізичними методами перспективні нафтогазоносні площі, що знаходяться у фундаменті ДДЗ та супроводжуються аномаліями електропровідності на різних глибинних рівнях: на поверхні фундаменту 3–8 км, в земній корі 20–30 км та у верхах верхньої мантії.

7. Вперше для північної Добруджі і Переддобрудзького прогину та прилеглих територій побудовано детальну тривимірну геоелектричну модель земної кори та верхньої мантії. Виділено аномалії високої електропровідності від поверхні земної кори і до верхньої мантії. Витягнуті на сотні кілометрів провідники приурочені до глибинних розломів різного рангу і їх перетинів: в центральній частині Переддобрудзького прогину, крайового шва Кагульсько-Ізмаїлівського з Фрунзенським, Болградського, Чадир-Лунгського, частини Саратського та ін. Основний глибинний провідник складної конфігурації у земній корі та в верхній частині верхньої мантії приуроченій до Кілійської зони південного борта Переддобрудзького прогину. Північний борт характеризується локальною провідною структурою в земній корі на зламі Чадир-Лунгського розлому. Північна границя провідного шару у верхній мантії розташована між Чадир-Лунгським і Болградським розломами та простягається у субширотному напрямку в акваторії Чорного моря.

Комплексна інтерпретація геолого-геофізичних даних високу електропровідність регіону пов'язує з глибинними флюїдними системами та активними геодинамічними процесами. Ділянки над аномаліями у земній корі повинні становити інтерес з погляду перспективності пошуків вуглеводневих покладів.

8. Уперше для Кримського регіону та прилеглих територій побудовано тривимірну геоелектричну модель земної кори та верхньої мантії, що представлена субвертикальними та субгоризонтальними неоднорідними структурами з різною глибиною залягання верхньої кромки провідника.

Впевнено простежується глибинна субширотна структура, яка на заході підтверджує та деталізує відому Тарханкутську аномалію, та продовжується через центральний Крим до північно-західної частини Керченського півострову. Припускається наявність в 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.

Комплексна інтерпретація геолого-геофізичної інформації з врахуванням розподілу геоелектричних неоднорідностей підтверджують зв'язок геодинамічної активності регіону з колізійними процесами. Показано взаємозв'язок між проявами сейсмічності, нафтогазоносністю і геоелектричними неоднорідностями, що відображають сучасний стан земної кори і верхньої мантії та, ймовірно, сліди впливу сучасних мантійних флюїдів.

9. Набули подальшого розвитку уявлення про комплексну природу аномалій електропровідності, що може бути обумовлена графітизацією та сульфідизацією зон метасоматозу вздовж протяжних зон розломів в межах УЩ та до областей поширення графітизованих гнейсів і сланців. Природа аномалії електропровідності, з одного боку, може бути пов'язана з підвищеною проникністю порід, в області яких розвиваються флюїдні системи та виникає міграція флюїдів, що спричиняє утворення родовищ вуглеводнів, з іншого, пояснюється як результат «вуглеводневого дихання Землі». В межах проєкцій на земну поверхню геоелектричних неоднорідностей розташовуються більшість залізорудних родовищ переважно карбонатно-залізисто-кремнисто-метабазитової і залізисто-кремнистої формацій, що містять прояви рудної мінералізації.

Достовірність одержаних результатів забезпечується застосуванням сертифікованого обладнання, методикою проведення досліджень, використанням сучасних методів обробки експериментального матеріалу. Незаперечним підтвердженням достовірності запропонованого розподілу

електропровідності земної кори та верхньої мантії слугують всебічне тестування моделей, систематичне порівняння з даними спостережень та несуперечність основним геолого-геофізичним висновкам про глибинну будову, а також відповідність структурам за геолого-тектонічними картами.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

Монографії:

1. Старостенко, В. И., & Гинтов, О. Б. (Ред.) (2013). *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых*. Киев: РПЦ «Галактика». (Наклад 300 прим.).
2. Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Дудик, А. М., Дудик, К. А., **Кушнир, А. Н.**, ... Агаркова, Н. Г. (2016). *Геоэлектрические и геохимические исследования при прогнозировании углеводородов в Украине*. Киев: ЦП «Компринт». (Наклад 300 прим.).
3. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. Н.** (2018). *Голованевская шовная зона (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые)*. LAP LAMBERT Academic Publishing. (електронне видання).
4. **Кушнир, А. Н.**, & Бурахович, Т. К. (2019). *Электропроводность сейсмоактивных регионов Украины*. LAP LAMBERT Academic Publishing. (електронне видання).

Статті в наукових виданнях:

5. Ширков, Б. І., Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. Н.**, & Зайцев, Г. М. (2013). Аномальна електропровідність земної кори східної частини Приазовського мегаблоку. *Вісник Київського університету. Серія Геологія*, 60, 12—16.
6. Старостенко, В. И., Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. Н.**, Легостаева, О. В., Цветкова, Т. А., Шеремет, Е. М., & Шумлянская, Л. А. (2013). Возможная природа сейсмической активности недр Добруджского прогиба и Северной Добруджи. *Геофизический журнал*, (1), 61—74.
DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116331>
7. **Kushnir, A. N.**, **Kulik, S. N.**, & Burakhovich, T. K. (2013). Seismicity in the Platform Regions of Ukraine in the Zones of Anomalous Electrical

- Conductivity. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 49(3), 392—401.
DOI: <https://doi.org/10.1134/S1069351313030087> (Web of Science, Scopus)
8. Burakhovich, T. K., **Kushnir, A. N.**, & Tsvetkova, T. A. (2013 a). Recent research of geophysical parameters of the lithosphere of East-European platform. *Геодинаміка*, 2(15), 112—114.
 9. Кушнір А.Н., & Ширков Б.И. (2013а). 3D геоелектрическая модель о. Змеиный. *Геодинаміка*, 2(15), 198—200.
 10. Бурахович, Т. К., **Кушнір, А. Н.**, Цветкова, Т. А., & Шумлянская, Л. А. (2013а). Комплексна інтерпретація сейсмотомаграфічних та геоелектричних моделей для оцінки геодинамічних процесів у літосфері Криму. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 13(2), 12—26.
 11. **Кушнір, А. Н.**, & Ширков, Б. И. (2013б). Глубинное строение северо-западной части Черноморского шельфа по геоелектрическим данным. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 13(2), 178—190.
 12. Бурахович, Т. К., **Кушнір, А. Н.**, & Ширков, Б. И. (2015а). Глибинна будова Інгульського мегаблоку за даними геоелектричних досліджень. *Доповіді НАН України*, (3), 81—86.
DOI: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2015.03.081>
 13. **Кушнір, А. Н.** (2015). Синхронні магнітотеллуричні та магнітоваріаційні зондування північної частини Дніпровсько-Донецької западини. *Доповіді НАН України*, (5), 96—102.
DOI: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2015.05.096>
 14. Ширков, Б. И., Гіщук, О. В., & **Кушнір, А. Н.** (2015а). Геоелектричні дослідження Белгородсько-Сумського мегаблоку північного борту Дніпровсько-Донецької западини. *Геофизический журнал*, 37(5), 176—182.
DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111163> (Web of Science)
 15. Burakhovich, T. K., **Kushnir, A. N.**, Nikolaev, I. Yu., & Shirkov, B. I. (2015). The 3D geoelectrical model of Earth crust and the upper mantle of the Dobrudzha region. *Геодинаміка*, 18(1), 55—62. (Copernicus)

16. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. М.**, Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., & Ширков, Б. И. (2016а). Результаты экспериментальных электромагнитных исследований Крымского региона. *Геофизический журнал*, 38(2), 57—78. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i2.2016.107765> (Web of Science)
17. **Кушнир, А. Н.**, & Бурахович, Т. К. (2016). Результаты электромагнитных исследований Брагинско-Лоевского выступа и Черниговского блока ДДВ. *Геофизический журнал*, 38(3), 128—137. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107785> (Web of Science).
18. Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. М.**, Николаев, И. Ю., & Шеремет, Е. М. (2016). Прогнозирование проявлений полезных ископаемых на основе МТ/МВ методов в центральной части Украинского щита. *Вопросы естествознания*, 3(11), 146—151.
19. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. М.**, Николаев, И. Ю., Цветкова, Т. А., & Ширков, Б. И. (2016б). Комплексная интерпретация сейсмотомографических и геоэлектрических моделей для оценки геодинамических процессов в литосфере Крыма. *Вопросы естествознания*, 3(11), 40—44.
20. Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., & **Кушнир, А. Н.** (2017). Трехмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофизический журнал*, 39(1), 41—60. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.94010> (Web of Science, Copernicus).
21. **Кушнир, А. Н.**, Бурахович, Т. К., Ширков, Б. И., & Джаошвили, В. Б. (2017). Электромагнитные исследования северного склона центральной части Украинского щита. *Доповіди НАН України*, (10), 60—69. DOI: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.10.060>
22. Бурахович, Т. К., Іл'єнко, В. А., **Кушнір, А. М.**, & Ширков, Б. І. (2018). Тривимірна глибинна геоелектрична модель Тарасівської структури Голованівської шовної зони. *Геофизический журнал*, 40(2), 108—122. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.108122>

<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128934> (Web of Science, Copernicus).

23. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. Н.**, & Ильенко, В. А. (2018). Геоэлектрические исследования нефтегазоносного района южного борта центральной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*, 40(5), 172—190. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147479> (Web of Science, Copernicus).
24. Николаев, И. Ю., **Кушнир, А. М.**, Ильенко, В. А., & Николаев, Ю. И. (2019). Электромагнітні дослідження західної частини Українського щита *Геофизический журнал*, 41(3), 120—133. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172433> (Web of Science, Copernicus).

Тези доповідей і матеріали конференцій:

25. Shyrkov, V. I. & **Kushnir, A. M.** (2014). Processing of results of MT and MB of research on pr. "Pervomaysk": *13th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*. Kiev. DOI: 10.3997/2214-4609.20140430 (Scopus).
26. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. М.**, Николаев, И. Ю., Цветкова, Т. А., & Ширков, Б. И. (2015б). Комплексная интерпретация сейсмотомографических и геоэлектрических моделей для оценки геодинамических процессов в литосфере Крыма: *VII Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна (ЭМЗ-2015)* [Электронное издание]. Иркутск: ИРНИТУ. Режим доступа: http://conf.nsc.ru/ems2015/ru/ems2015_doklady.
27. Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. М.**, & Николаев, И. Ю. (2015б). Глубинное строение Ингульского мегаблока по данным геоэлектрических исследований: *VII Всероссийская школа-семинар по*

- электромагнитным зондированиям Земли имени М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна (ЭМЗ-2015)* [Электронное издание]. Иркутск: ИРНИТУ. Режим доступа: http://conf.nsc.ru/ems2015/ru/ems2015_doklady.
28. Бурахович, Т. К., **Кушнир, А. Н.**, Николаев, И. Ю., Шерemet, Е. М., & Ширков, Б. И. (2016в). Геоэлектрические исследования при прогнозировании рудопроявлений полезных ископаемых на Украинском щите: *Международная научно-практическая конференция «Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: материалы», посвященной 100-летию Пермского университета, 85-летию геологического факультета, 65-летию спец. «Геофизика», 90-летию со дня рождения проф. Б. К. Матвеева*. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т. С. 74—78.
 29. Бурахович, Т., Гіщук, О., **Кушнір, А.**, Ніколаєв, І., & Ширков, Б. (2016г). Електричні властивості порід мантії за даними глибинного магнітотелуричного зондування: *VI Міжнародна наукова конференція «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», присвячена 25-річчю Карпатського відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України та 85-річчю професора Ярослава Сапужака, першого керівника КВ ІГФ НАН України*. Львів: СПОЛОМ. С. 41—43.
 30. Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., & **Кушнир, А. Н.** (2017). Электропроводность как проявление геодинамических процессов в Голованевской шовной зоне: *Конференции с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья»*. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. С. 267—275. <http://igkrc.ru/geoladoga2017/tmp/Geoladoga2017.pdf>
 31. **Кушнір, А. М.** & Ширков, Б.І. (2014). Обробка даних МТЗ і МВП по профілю «Первомайський»: *XIII Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти»*. Київ. (Scopus)

32. Бурахович, Т. К., & **Кушнір, А. М.** (2015). Розподіл електропровідності в надрах Кримського регіону: *XIV Міжнародна конференція з геоінформатики - Теоретичні та прикладні аспекти*. Київ. DOI: 10.3997/2214-4609.201412352 (Scopus).
33. Ширков, Б. І., **Кушнір, А. М.**, & Усенко, А. П. (2015). Обробка МТ/МВ даних по профілю Довжанка-Бузьке: *XIV-а Міжнародна конференція з геоінформатики - Теоретичні та прикладні аспекти*. Київ. DOI: 10.3997/2214-4609.201412360 (Scopus).
34. Burahovich T., & **Kushnir A.** (2016). Results of experimental electromagnetic studies of the Crimean region: *XVth International Conference on Geoinformatics. Theoretical and Applied Aspects*. Kiev. DOI: 10.3997/2214-4609.201600475 (Scopus).
35. Burakhovych, T. K., **Kushnir, A. M.**, Ilyenko, V. A., & Shyrkov, B. I. (2018). Geoelectric researches of the Tarasivka structure of the Golovanivsk suture zone: *17th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*. Kiev. DOI: 10.3997/2214-4609.201801779 (Scopus).
36. **Kushnir, A. M.**, Burakhovych, T. K., Shyrkov, B. I., & Ilyenko, V. A. (2019). Deep Geoelectrical Researches of the Tarasivskiy and Troyankivskiy Metabasite Massives of Golovanivsk Suture Zone: *18th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*. Kiev. DOI: 10.3997/2214-4609.201902089 (Scopus).