

Геоелектричне дослідження Белгородсько-Сумського мегаблока північного борту Дніпровсько-Донецької западини

© *Б. І. Ширков, О. В. Гіщук, А. М. Кушнір, 2015*

Інститут геофізики НАН України, Київ, Україна

Надійшла 7 травня 2015 р.

Представлено членом редколегії Т. К. Бурахович

Выполнена обработка данных длительных наблюдений природного электромагнитного поля Земли с помощью двух программных комплексов (PRC_MTMV и PTS). Получены частотные зависимости амплитуды и фазы импеданса, кажущегося сопротивления, компонент горизонтального магнитного тензора и типперов. Минимум на нисходящей ветви кривых ρ_k по результатам качественной оценки соответствует проводнику на глубине около 50—150 км.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, магнитовариационное профилирование, Днепроовско-Донецкая впадина.

Вступ. Під час геоелектричних досліджень використовують електромагнітні (ЕМ) поля, індуковані в Землі джерелами магнітосферно-іоносферного походження, що дає змогу отримувати унікальну інформацію про глибинну геологічну будову Землі. Так, наявність електропровідних утворень свідчить про певні види мінералів, графітізацію, флюїдизацію або часткове плавлення гірських порід. Очевидно, що вивчення глибинної електропровідності істотно розширює можливості тектонічних і мінералогічних досліджень. Тому розв'язання проблем і питань, пов'язаних з дослідженням електропровідності земної кори і верхньої мантії території України, є надзвичайно актуальним завданням.

У 2014 р. у Сумській обл. (с. Чумакове) було проведено довготривалі експериментальні МТ/МВ-спостереження за допомогою цифрової п'ятикомпонентної довгоперіодної станції LEMF-417.

Мета роботи — обробка цих даних за допомогою двох програмних комплексів, отримання частотних залежностей передавальних функцій МТ/МВ-операторів і порівняння результатів.

Уявлення про будову регіону за даними МТ/МВ-спостережень. Зону переходу від фанерозойської Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) до Воронежського кристалічного масиву (ВКМ),

складеного докембрійськими утвореннями, досліджено методами МТЗ і МВП достатньо щільно. Осадовий чохол вивчено в інтервалі періодів 1—1000 с із кроком 10—15 км з подальшою деталізацією окремих ділянок з інтервалом 1—2 км [Белявский и др., 2001].

Регіон характеризується складним у геоелектричному сенсі станом: наявністю потужної осадкової високопровідної товщі ДДЗ, витягнутої з північного заходу на південний схід, та її значним градієнтом від 2500 (ДДЗ) до 10 См (ВКМ), мережею провідників неглибокого залягання [Гордиенко и др., 2006] і впливом Кіровоградської глибинної аномалії [Белявский и др., 2001; Гордиенко и др., 2006]. За результатами різних інтерпретаційних методик [Белявский и др., 2001; Гордиенко и др., 2006; Варенцов и др., 2013] виявлено продовження глибинної Кіровоградської аномалії під ДДЗ та далі на північ. За даними півкового моделювання аномалієутворювальний об'єкт залягає на глибині 25 км і має сумарну провідність до 10 000 См [Белявский и др., 2001].

Дослідженнями [Гордиенко и др., 2006], проведеними на північно-східному схилі ДДЗ (профіль "Суми"), підтверджено, що об'єкт Кіровоградської аномалії просторово зберігає своє положення відносно Інгулецько-Криворізько-Кре-

менчуцької шовної зони [Белявский и др., 2001], але зсувається у менший інтервал глибин. На цьому профілі покривлю аномалії виділено на глибині 16 км, її ширина становить 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 (його максимальна провідність наближається за простяганням до провідності ДДЗ). Крім того, підтверджується наявність другого добре провідного об'єкта майже на 180 км цього профілю вздовж осі ДДЗ, причому азимут становить 20—30° (тобто об'єкт близький за простяганням до Кіровоградської аномалії).

Програмні комплекси обробки МТ/МВ-даних. Більшість сучасних методів оцінювання передавальних операторів ґрунтуються на загальних принципах гармонічного аналізу і робастних способах лінійного оцінювання у частотному діапазоні [Семенов, 1985]. Після відбракування некондиційних записів і придушення завад (препроцесінг) проводять послідовний фур'є-аналіз відрізків послідовностей варіацій і накопичення лінійних рівнянь, що пов'язують спектральні компоненти МТ-полів, для кожного інтервалу періодів оцінювання. Отримані надлишкові системи рівнянь ров'язують частинами з подальшим осередненням або повністю.

Такий підхід реалізують за допомогою двох програмних комплексів: PRC_MTMV, розробленого ЦГЕМІ ІФЗ РАН [Varentsov, 2007], та PTS — продукта авторської групи М. Петрищева, О. Ткачова і В. Семьонова, 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 та інших дій. Методика заснована на отриманні часткових оцінок для окремих відрізків записів і їх відбракування за когерентними критеріями з подальшим багаторівневим робастним оцінюванням [Varentsov, 2007]. 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 [Varentsov, 2007]. Під час оцінки імпедансу і типера засто-

совують критерії "граничної мінливості", "взаємності", "високої когерентності" часткових оцінок горизонтального МВ-відгуку і "граничної амплітуди" типера. Таким чином, виконують сумісний аналіз трьох передавальних операторів.

Програма PTS призначена для обробки даних магнітотелуричних зондувань. У цій програмі справедливість вихідних теоретичних взаємозв'язків між спектрами ЕМ-полів за натурними даними оцінюють одночасним розрахунком як імпедансної, так і адмітансної оцінки [Семенов, 1985]. Друга обставина є критичною для обробки зондувань складних середовищ. Відзначимо також оригінальний підхід до вибору напрямків, в яких додаткові позірні опори відсутні (дорівнюють нулю теоретично, а напрямки називають *E*- і *H*-поляризаціями у двовимірному випадку) [Семенов, 1985]. Спектральний аналіз ґрунтується на використанні швидкого перетворення Фур'є.

Перед завантаженням дані мають бути приведені до загальноприйнятих стандартних одиниць — нТл і мВ/км. На початку файлу розміщують 4 показники послідовності проходження компонент (H_x, H_y, E_x, E_y). Інтерфейс програми дає змогу задавати ширину вікна обробки, початкову лінію обробки даних, початковий кут повороту полів, їх поляризацію, дискретність відрізків і крок повороту.

Ідеологічно слід виділити два етапи обробки. На першому вибирають напрямок проведення обробки, для чого використовують полярні діаграми. На другому етапі аналізують значення позірного опору у вибраному напрямку. Для квазіоднорідного середовища слід вибирати напрямок з мінімальним значенням додаткової компоненти позірного опору. Є два такі напрямки, вони можуть бути неортогональні.

У процесі обробки перевіряють справедливість вихідних теоретичних взаємозв'язків, застосовуючи когерентності. 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 визначають за якістю матеріалу, перший має бути якомога меншим і прагнути до нуля, а другий — якомога більшим і прагнути до одиниці. За великого значення когерентності між вхідними сигналами і малого множинної когерентності дані вважають ненадійними, при цьому розбіжності оцінок імпедансів і їх адмітансних аналогів значно різнитимуться. Таку помилку називають помилкою зміщення ("bias"), при цьо-

му випадкові помилки у вигляді довірчих інтервалів можуть виявитися багато меншими через значну статистику даних.

Програма PTS дає змогу розрахувати та візуалізувати довірчі інтервали для кожного відліку, а також діапазон глобальних даних на періоді T , довшим за 10 000 с.

Обидва програмні продукти (PRC_MTMV і PTS) різняться методичними рішеннями та способами їх реалізації. Основною ж відмінністю їх є принципово різні підходи до обробки даних МТЗ і МВП. Так, програмний комплекс PRC_MTMV використовує класичні співвідношення [Varentsov, 2007] на підставі тензорного запису комплексного імпедансу. Авторський колектив програми PTS пропонує вибирати головні напрямки за полярними діаграмами (тобто такі, в яких один з додаткових опорів дорівнює нулю) [Семенов, 1985].

Обробка даних МТЗ. Із запису електромагнітного поля Землі в с. Чумакове впродовж 49 діб, який спотворений великою кількістю перешкод в електричних компонентах, особливо під час списування інформації з внутрішнього накопичувача кожні 11—12 діб, виділено фрагмент від 18 000 до 32 000 хв (понад 10 діб), який зареєстровано за найменшої кількості завад.

Криві МТЗ за програмою PTS наведено у головних напрямках, які були визначені за полярними діаграмами імпедансу (адмітансу) і становлять 7° і 102° на періоді T від 230 до 4000 с (когерентність вхідних і вихідних сигналів визначено підбором і становить 0,25 та 0,65 відповідно). Довірчий інтервал на $T = 250$ с амплітудних кривих для 7° знаходиться в діапазоні

позірного опору (ρ_{Π}) від 20 до 60 Ом · м. Його рівень плавно зростає до $T = 850$ с до значення близько 60 Ом · м. На довших періодах він спадає і на $T = 4000$ с становить 18 Ом · м. Крива МТЗ для напрямку мінімальної концентрації телуричного струму лежить істотно нижче кривої, отриманої за глобальними даними (рис. 1, а). Для напрямку 102° рівень амплітудних кривих на $T = 230$ с близький до 6—10 Ом · м, зі збільшенням T до 850 с він досягає 400 Ом · м. На $T = 4000$ с рівень ρ_{Π} становить 80 Ом · м і виходить на глобальні дані (рис. 1, б). Фазові криві (φ) імпедансу знаходяться на рівні від -45° до 25° (для напрямку 7°) та від -70° до 70° (для напрямку 102°) в усьому діапазоні T (див. рис. 1, б). Спостерігається амплітудно-фазова відповідність кривих.

Криві МТЗ отримані за допомогою програми PRC_MTMV на періоді T від 10 до 30 000 с (рис. 2). Спостерігається плавне зростання (висхідна гілка) амплітудної кривої ρ_{κ} від 15 до 30 Ом · м на $T = 200$ с. Зі збільшенням періоду рівень ρ_{Π} плавно спадає і на $T = 1000$ с дорівнює 15 Ом · м.

Рівень кривої у напрямку поляризації МТ-поля південь—північ (ρ_{xy}) знаходиться нижче рівня кривої у напрямку захід—схід (ρ_{yx}) до 6000 с, на довших періодах значення ρ_{Π} приблизно однакові. Обидві криві лежать на порядку нижче за глобальні дані.

Фазові криві φ знаходяться у діапазоні від -30° до -50° (рис. 2, б). Зі збільшенням T вони плавно спадають від -30° на $T = 10$ с до -50° на $T = 400$ с, де виходять на сталий рівень. Криві φ не піддаються гальванічним спотворенням

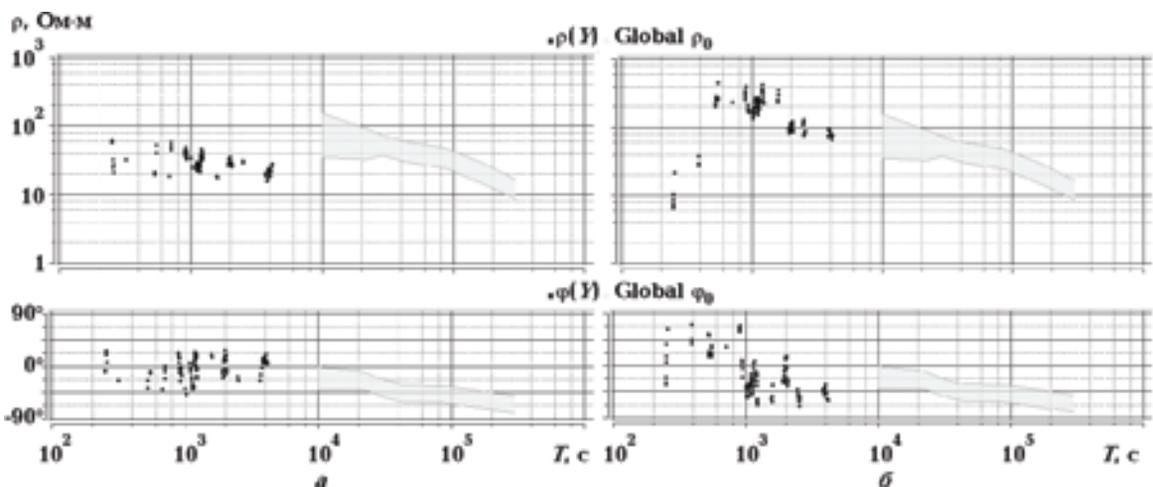


Рис. 1. Амплітудні ($\rho(Y)$) та фазові криві ($\varphi(Y)$) позірного опору (за програмою PTS): а — напрямок 7° ; б — напрямок 102° .

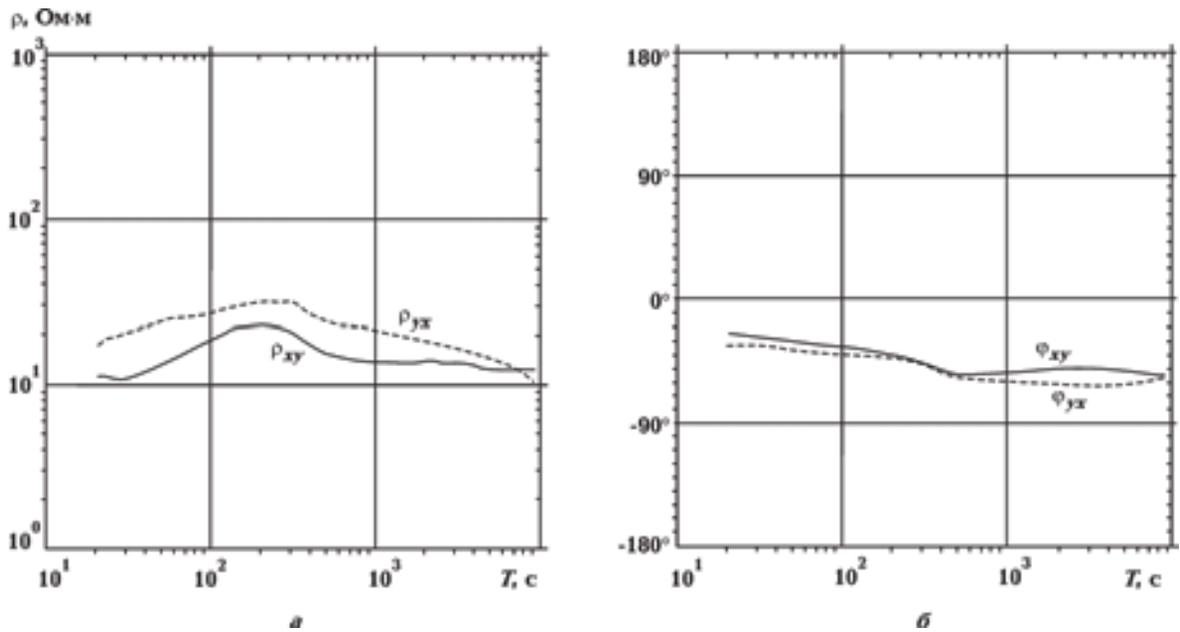


Рис. 2. Амплітудні (а) та фазові (б) криві позірного опору: північна та східна складові, отримані за допомогою програми PRC_MTMV для 10 діб.

і несуть інформацію лише про відносні зміни позірного опору середовища. Над однорідним електропровідним півпростором $\varphi = -45^\circ$.

На періоді T , довшому за 1000 с, спостерігається суттєва дисперсія значень ρ_{Π} і φ [Перестюк та ін., 2015]. Це пов'язане з тим, що МТЗ, як правило, ненадійні на періодах, довших за 3 год. Невеликі значення імпедансу у цьому діапазоні є причиною малої амплітуди варіацій природного електричного поля, що, відповідно, спричинює низьку точність оцінок. Періоди варіацій в околі 10 000 с певною мірою можна вважати критичними, тому що глибина проникнення ЕМ-поля у провідну Землю стає співмірною з геометричними розмірами самих струмових систем, що слугують джерелом варіацій. Класичні МТ/МВ-оператори переважно мають частковий і наближений характер, реалізуються тільки за жорстких вимог до структури первинного поля. Новий підхід, розглянутий у публікації [Шуман, Савин, 2011], — концепція узагальненого глобального електричного ланцюга, дає змогу вважати магнітосферу, іоносферу, атмосферу і літосферу єдиною електродинамічною системою. Автори [Шуман, Савин, 2011] запропонували нелокальну векторну тотожність імпедансного типу для гармонічного ЕМ-поля на поверхні сферичної Землі і на його основі вивели систему точних скалярних рівнянь, що визначають цю поверхню.

Таким чином, МТ-параметри, які отримано за допомогою двох програмних комплексів, що принципово різняться між собою, подібні як за формою кривих, так і за рівнем ρ_{Π} , якщо їх перерахувати до однакових напрямків поляризації телуричних струмів. Сумарна поздовжня провідність визначена за висхідною гілкою та дорівнює приблизно 350—500 См. В той час як мінімум на низхідній гілці кривої ρ_{Π} достовірно проявився на $T = 500 \div 1000$ с (за PRC_MTMV), на кривих МТЗ, розрахованих за програмою PTS, на цьому періоді T зазначений мінімум відсутній або довірчий інтервал ρ_{Π} є великий, і можна тільки припустити наявність мінімуму на $T = 400$ с або його не існує. Втім значне розходження максимальної та мінімальної кривих у діапазоні великих T свідчить про ймовірну аномалію на значних глибинах.

Обробка даних МВП. За допомогою програми PTS розраховано дійсну (C_u) та уявну (C_v) компоненти типера на $T = 350 \div 2000$ с (рис. 3, а). Компонента C_u дорівнює 0,4 на $T = 350$ с, із його збільшенням до 2000 с рівень C_u плавно спадає до 0,2. Азимути C_u є сталими — від 35° до 50° , тоді як азимути C_v різко змінюються від одного періоду до іншого в широкому діапазоні — від 50° до 320° . Значення C_v приблизно однакові на всьому діапазоні T — 0,05—0,1, тобто у 3—5 разів менші за C_u , що може вказувати на наявність електропровідної

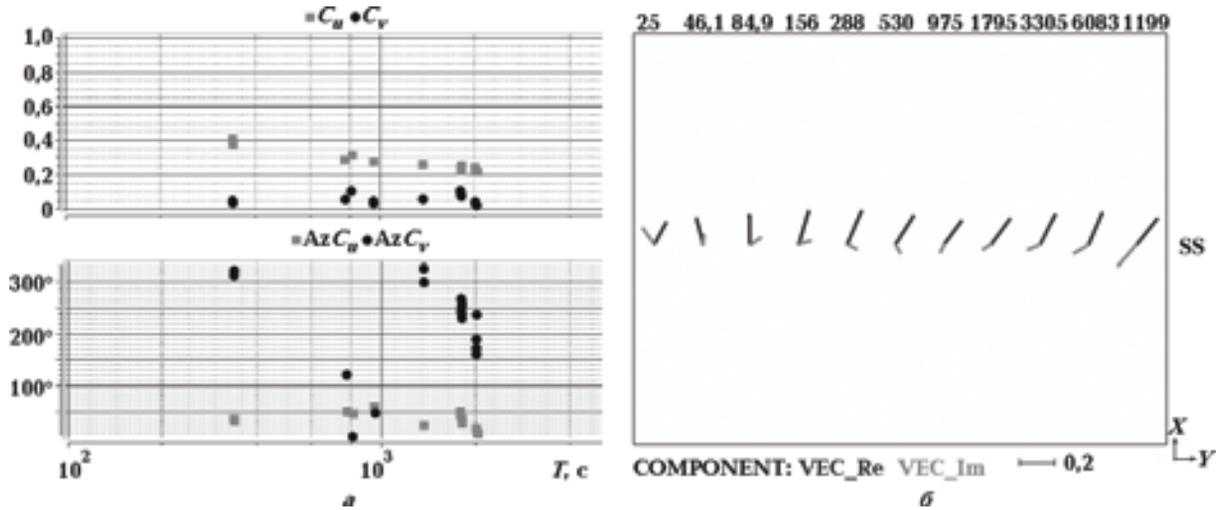


Рис. 3. Компоненти типера реальні (C_u, Vec_Re) і уявні (C_v, Vec_Im) та їх азимуту: a — за програмою PTS; b — за програмою PRC_MTMV.

зони північно-західного простягання. Зі збільшенням T відбувається поступовий поворот дійсного типера у північному напрямку (близько 20°), уявного — у південно-західному (250°). Незважаючи на те що за результатами використання програми PTS отримуємо інтерпретаційні параметри для апроксимації геологічного середовища двовимірною структурою, зіставлення комплексних індукційних типерів

свідчить про складну геоелектричну тривимірну будову досліджуваного регіону.

На рис. 3, б представлено індукційні типери, побудовані за допомогою програми PRC_MTMV. Реальні (Vec_Re) та уявні (Vec_Im) типери повернуті під кутом 90° один до одного на $T=25$ с. Vec_Re спрямований на північ і північний схід, він менший за 0,2 майже в усьому діапазоні T . Vec_Im змінює свій напрямок з північ-

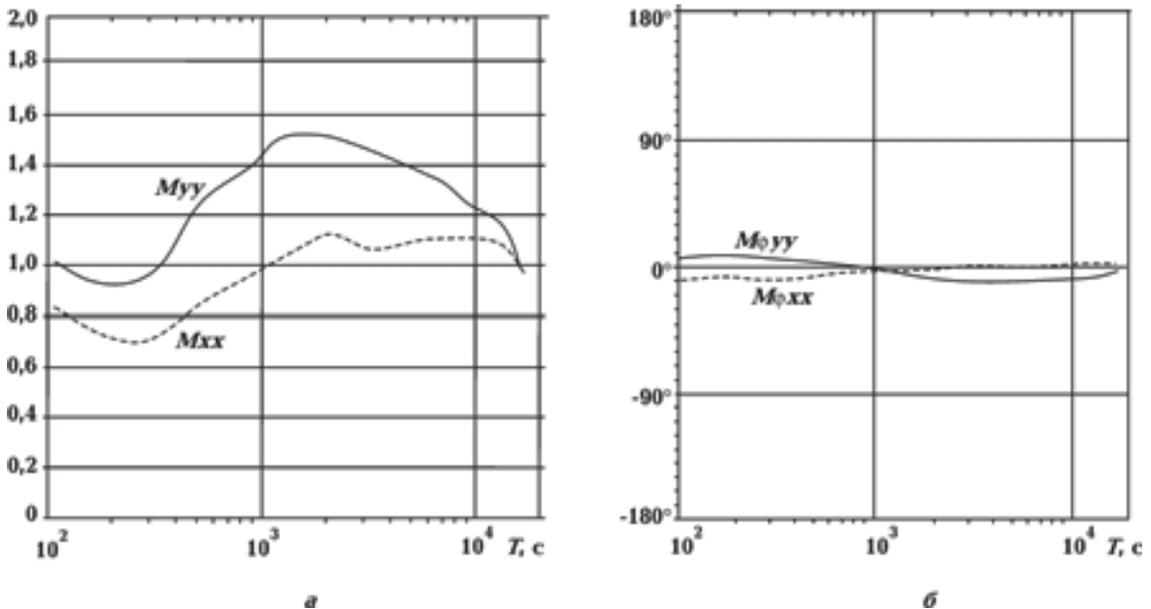


Рис. 4. Криві горизонтального магнітного тензора, амплітудні (а) та фазові (б) криві: північна та східна складові, отримані за допомогою програми PRC_MTM.

ного заходу на північний схід на періоді T від 150 до 530 с. На більших періодах зберігається орієнтація на південний захід. Максимум частотної характеристики приблизно знаходиться на $T=300$ с, абсолютні величини реальної компоненти 0,2, уявної — приблизно у 4 рази менші.

На періоді $T=975$ с компоненти типера мають різні напрямки, реальний типер у 1,5—2 рази більший за уявний. Таким чином, на коротких періодах Vec_Re та Vec_Im орієнтовані від епіцентру аномалії високої електропровідності, тоді як на $T>975$ с напрямок Vec_Re зберігається, а Vec_Im змінюється, тобто вони спрямовані до епіцентру провідника. Швидше за все, така поведінка комплексного індукційного типера пов'язана з розташуванням пункту дослідження у складних геоелектричних умовах.

Були розраховані компоненти горизонтального магнітного тензора, який пов'язаний з горизонтальним магнітним полем у точці зондування (с. Чумакове) і базовим пунктом спостереження (с. Шевченкове, Дніпропетровська обл.). Головні компоненти (M_{xx} і M_{yy}) тензора та їх фази отримані на періодах T від 100 до 15 000 с. На періодах від 100 до 300 с спостерігається значна дисперсія значень M_{xx} і M_{yy} . На рис. 4, а представлено амплітудні криві, M_{xx} на $T=100$ с дорівнює 0,8, M_{yy} — 1,0. Спостерігається плавне зростання M_{xx} до 1,1, M_{yy} — 1,5 до $T=2000$ с, що вказує на значну аномальність за компонентою M_{yy} . Зі збільшенням T ці криві плавно спадають і на періоді 15 000 с дорівнюють 1,0. Графік M_{yy} загалом має куполоподібну форму, різниця з M_{xx} становить 0,5 на цьому діапазоні T , що може бути зумовлено субмеридіональною Кіровоградською аномалією.

Фазові криві ϕ (рис. 4, б) знаходяться в інтервалі від $+10^\circ$ до -10° ; $M_{xx} = -10^\circ$, $M_{yy} = +10^\circ$ на періодах T від 100 до 1000 с. На $T=$

$=1000$ с компоненти тензора перетинаються на рівні 0° . Зі збільшенням T M_{xx} -складова знаходиться на 0° , $M_{yy} = -10^\circ$. На періоді $T=15\,000$ с вони перетинаються і дорівнюють нулю.

Виконавши обробку даних і порівнявши розглянуті програмні комплекси, можна зазначити, що ці комплекси різняться методичними рішеннями та способами їх реалізації, мають різні підходи до обробки МТ/МВ-даних, але дають цілком порівнювані результати.

Висновки. У с. Чумакове (Сумська обл.) компоненти ЕМ-поля Землі вимірювали за допомогою сучасної апаратури — довгоперіодичної п'ятикомпонентної станції LEM1-417. Виконано обробку даних довготривалих спостережень за допомогою двох програмних комплексів (PRC_MTMV і PTS), отримано частотні залежності передавальних операторів МТ/МВ-методів.

За результатами якісного оцінювання мінімуму на низхідній гілці кривих ρ_{Π} значна аномальність по компоненті горизонтального магнітного тензора M_{yy} , орієнтація комплексного індукційного типера відповідають провіднику на глибині близько 50—150 км. Аналіз теоретичних і експериментальних даних індукційних параметрів, отриманих за побудови тривимірної моделі Кіровоградської аномалії електропровідності [Бурахович, Кулик, 2007] на періоді T геомагнітних варіацій 2000 с, показав, що на глибинах 50—160 км у верхах мантії можуть бути понижені значення питомого електричного опору порід. За даними [Гейко и др., 2005], у районі досліджень розподіл швидкостей поширення поздовжніх сейсмічних хвиль є неоднорідним, причому в межах Кіровоградської аномалії електропровідності значення швидкостей зменшуються. Це може бути пов'язане із збільшенням питомої електропровідності на згаданих глибинах.

Список літератури

Белявский В. В., Бурахович Т. К., Кулик С. Н., Сухой В. В. Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Знання, 2001. 228 с.

Бурахович Т. К., Кулик С. Н. Трёхмерная модель Кіровоградской аномалии электропроводности. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 1. С. 45—55.

Варенцов И. М., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Трегубенко В. И. Склон Воронежского кристал-

лического массива (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2013. 112 с.

Гейко В. С., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Буганко Н. В., Заец Л. Н. Трёхмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии (юго-запад). *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 927—939.

Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Днепровско-Донецкая впа-

- дина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2006. 144 с.
- Перестюк О.В., Ширков Б.І., Кушнір А.М. МТ/МВ дослідження північного схилу Дніпровсько-Донецької западини. *Матеріали конференції "Геоінформатика — теоретичні і прикладні аспекти"*. Київ, 11—14 трав. 2015.
- Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. Москва: Недра, 1985. 133 с.
- Шуман В.Н., Савин М.Г. Математические модели геоэлектрики. Киев: Наук. думка, 2011. 240 с.
- Varentsov I. M., 2007. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. EM sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). New York: Elsevier, 263—277.

Geoelectric studies of the Belgorod-Sumy megablock of the northern slope of the Dnieper-Donets Trough

© B. I. Shirkov, O. V. Gishchuk, A. M. Kushnir, 2015

Processing of long-term Earth's electromagnetic field observations was performed using two software systems (PRC_MTMV and PTS), frequency distribution of the amplitude and phase of impedance, apparent resistivity, horizontal components of the magnetic tensor and tipper were obtained. Minimum on the descending part of ρ_k curves according to the results of a qualitative assessment corresponds to the conductor at a depth of 50—150 km.

Key words: magnetotelluric sounding, magnetovariational profiling, the Dnieper-Donets Trough.

References

- Belyavskiy V. V., Burakhovych T. K., Kulik S. N., Sukhoy V. V., 2001. Electromagnetic Methods in the Study Ukrainian Shield and the Dnieper Donets Trough. Kiev: Znannya, 228 p. (in Russian).
- Burakhovich T. K., Kulik S. N., 2007. Three-dimensional model Kyrovohradskoy anomaly conductivity. *Geofizicheskiy zhurnal* 29 (1), 45—55 (in Russian).
- Varentsov I. M., Gordienko V. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Tregubenko V. I., 2013. The slope of the Voronezh crystalline massif (geophysics, deep processes). Kiev: Logos. 112 p. (in Russian).
- Geyko V. S., Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2005. Three-dimensional velocity model of the upper mantle of Sarmatia (south-west). *Geofizicheskiy zhurnal* 27 (6), 927—939 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Peck J., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2006. The Dnieper-Donets Trough (geophysics, deep processes) Kyiv: Korvin press. 144 p.
- Perestyuk O. V., Shirkov B. I., Kushnir A. M., 2015. MT/MO study of the northern slope the Dnieper-Donets Trough. *Conference materials "Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects"*, Kiev, 11—14 May.
- Semenov V. Yu., 1985. Data processing magnetotelluric sounding. Moscow: Nedra, 133 p.
- Schuman V. N., Savin M. G., 2011. Mathematical models geoelectrics. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Varentsov I. M., 2007. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. EM sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). New York: Elsevier, 263—277.