

ціальних і нормальних компонент магнітного поля, виходячи із виразів (2),(3) і (11),(12) при $i=1$ та врахувати рівняння (15). Виконавши це, отримаємо:

$$A_0(m, \omega) = -\frac{I_0}{2} \frac{m - n_1/R^*}{m + n_1/R^*} e^{-2mh} J_1(mr_0), \quad (17)$$

$$A_1(m, \omega) = i\omega \mu \frac{I_0}{2} \frac{m(1+1/R^*)}{m + n_1/R^*} e^{-n_1h} e^{-mh} J_1(mr_0), \quad (18)$$

$$B_1(m, \omega) = i\omega \mu \frac{I_0}{2} \frac{m(1-1/R^*)}{m + n_1/R^*} e^{-n_1h} e^{-mh} J_1(mr_0). \quad (19)$$

Якщо підставити функції (17), (18), (19) у співвідношення (2), (3), (9), то отримаємо повне представлення електромагнітного поля у верхньому напівпросторі і першому покривному горизонті.

Для нашої задачі необхідно знати лише вертикальне магнітне поле у верхньому напівпросторі, яке виражається:

$$H_z^{(0)}(r, z, \omega) = H_{z,0}(r, z) + \frac{I_0}{2} \int_0^\infty Q(m, \omega) m e^{-m(2h-z)} J_1(mr_0) J_0(mr) dm, \quad (20)$$

де

$$Q(m, \omega) = \frac{m - \sqrt{m^2 + k_1^2}/R^*(n_1, h_1)}{m + \sqrt{m^2 + k_1^2}/R^*(n_1, h_1)} \quad (21)$$

функція відбиття, яка, власне, визначає, вторинне частотно-залежне магнітне поле, відбите провідним напівпростором. Це поле представлене другою інтегральною складовою співвідношення (20), перша складова виражає частотно незалежне первинне поле джерела.

Визначимо тепер вторинний магнітний потік через контур індукційної петлі, виконавши поверхневе інтегрування вторинного частотно залежного магнітного поля по поверхні, обмеженій контуром:

$$\Phi(\omega) = \mu \int_S \left[H_z^{(0)}(r, z, \omega) - H_{z,0}(r, z) \right] dS = \mu \int_0^\infty I_0 Q(m, \omega) e^{-2mh} J_1^2(mr_0) dm, \quad (22)$$

УДК 550.838

де q – площа індукційної петлі. Комплексний опір $\dot{R}$ електромагнітного ланцюга, що складається із активного опору R та індуктивності L , в якому діє додаткова індуктована вторинним магнітним полем електрорушійна сила $E_{PC} = -d\Phi/dt = i\omega\Phi(\omega)$, можна виразити [2]:

$$\dot{R} = R - i\omega L - i\omega\Phi(\omega)/I = R + \Delta R(\omega) - i\omega(L + \Delta L(\omega)), \quad (23)$$

де $\Delta R(\omega)$ і $\Delta L(\omega)$ – прирости активного опору і індуктивності, які, згідно (23) та (22), представляються в наступній формі:

$$\Delta R(\omega) = \frac{\omega}{I} \text{Im} \Phi(\omega) = \omega \mu q \text{Im} \int_0^\infty Q(m, \omega) e^{-2mh} J_1^2(mr_0) dm, \quad (24)$$

$$\Delta L(\omega) = \text{Re} [\Phi(\omega)/I] = \mu q \text{Re} \int_0^\infty Q(m, \omega) e^{-2mh} J_1^2(mr_0) dm. \quad (25)$$

У випадку, коли індукційна петля є багатовитковою (має n витків), необхідно враховувати їх потокозчеплення множенням співвідношень (24),(25) на n^2 .

Таким чином, поставлена задача в загальній формі вирішена. Асимптотичний аналіз та чисельні розрахунки отриманих інтегральних виразів (24),(25) для типових горизонтально-шарових геоелектричних розрізів в подальшому дозволять встановити основні закономірності інтегральних індукційних зондувань і отримати теоретичні етапи для інтерпретації експериментальних даних.

1. Рева М.В. Інтегральний принцип індукційних зондувань // К.: Актуальні проблеми геології України, 2000. – с. 27. 2. Рева М.В., Руденко Т.В. Інтегральні характеристики індукційної петлі над однорідним провідним півпростором // Вісник Київського ун-ту. Геологія. – 2002. – Вип. 23. – С.26–30. 3. Рева М.В., Руденко Т.В. Інтегральні характеристики індукційної петлі з гармонійним струмом, розташованої над тонким провідним шаром // Вісник Київського ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 30. – С. 73–76. 4. Булах Е.Г., Шуман В.Н. Основы векторного анализа и теория поля. – Киев: Наукова думка, 1998. – 359 с. 5. Шуман В.Н., Рева Н.В. Математические основы интегральной кинематики импульсных электромагнитных возмущений в поглощающих средах // Геофизический журнал. – 2002. – Т. 24, №1. – С. 3-16. 6. Рева Н.В., Шуман В.Н. Методы геоэлектрики при изучении магнитных свойств разрезов // Геофизический журнал. – 2002. – Т. 24, №4. – С. 3-27. 7. Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.Н. Интегралы и ряды. Специальные функции. – М.: Наука. – 1983. – 750 с.

П. І. Гришук, канд. геол. наук,
Є. Г. Булах, д-р. фіз.-мат. наук, проф.
В.Г. Нурмухамедов, гол. інж.

ЗАСТОСУВАННЯ ТРАНСФОРМАЦІЙ ГРАВІМАГНІТНОГО ПОЛЯ СПОСОБОМ ОСЕРЕДНЕННЯ ПРИ ВИДІЛЕННІ ТА ІНТЕРПРЕТАЦІЇ МАЛОАМПЛІТУДНИХ АНОМАЛІЙ

Приведено формули та графіки основних компонент потенціального поля для двовірної моделі з вертикальним перерізом – прямокутна комірка. Наведено теорію трансформації та інтерпретації полів методом порівняння за допомогою осереднення. Представлено приклади інтерпретації реальних аномалій та їх співставлення з даними буріння.

Formulas and graphs of basic component of the potential field for 2-D model with the vertical section – rectangular cell are resulted. The theory of transformation and interpretation of the fields is resulted by the method of comparison due to averaging. The examples of interpretation of the real anomalies and its comparison with drilling data are presented.

Вступ

На сучасному етапі існують програми, котрі дозволяють будувати геологічні розрізи для магнітних та гравітаційних полів, зокрема, розробка фірми Geosoft – Oasis (Канада) або компанії TERRASYS продукт Geomaster (Германія). На Україні створені програми для розв'язку оберненої задачі гравімагнітних даних для багатогранників [1]. В програмах І. М. Корчагіна виконується підбір намагніченості, надлишкової густини та геометрії множини моделей по потенціальним полям [2] для тіл складної конфігурації.

На виробництві зацікавлені у створенні програмного забезпечення, котре виконувало б швидко інтерпретацію окремих аномалій. Для виконання цієї задачі необхідно створити алгоритм виділення малоамплітудних аномалій та їх подальшу інтерпретацію з метою отримання джерела першого наближення. Цього достатньо для формування уявлення про розміщення досліджуваного об'єкту при постановці буріння та застосування цієї інформації для таким програм, як Oasis.

За відгуками фахівців з виробництва програми типу Oasis та спектральні перерахунки полів у нижній напів-

простір не прилаштовані для розв'язку окремих аномалій. Оптимальним для локальних аномалій є порівняльний спосіб інтерпретації. Як вказує досвід, використання осереднення для виділення малоамплітудних аномалій є формальною процедурою тому отримало широке використання на виробництві, зокрема в Північному державному регіональному геологічному підприємстві (ПДРГП) "Північгеологія".

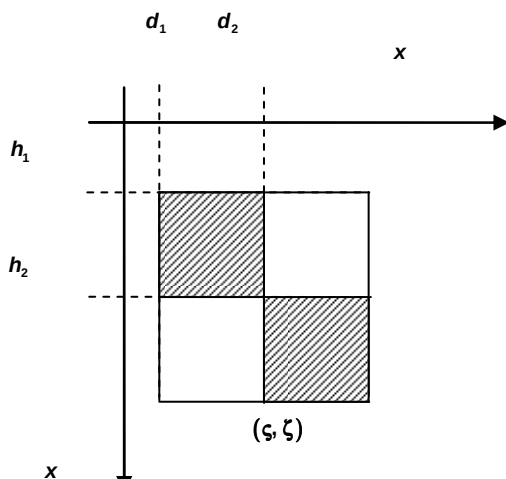


Рис. 1 Геометричні параметри комірки

Пряма задача для потенціальних полів

Початкові дані для двовимірної моделі джерела задаються для прямокутної комірки (рис. 1).

Запишемо матрицю моделі з координатами абсцис (d) та аплікат (h) $M(i, j)$, $[d_i, h_j]$. Початкові значення координат моделі, кількість комірок по x та z , а також їх розмір вздовж цих осей – d_1 ; h_1 ; mx ; mz ; δx ; δz . $d_i = d_1 + \delta x(i-1)$ при $i = 1, 2, \dots, mx+1$, и $h_j = h_1 + \delta z(j-1)$ для $j = 1, 2, \dots, mz+1$. Отже матриці абсцис та аплікат моделі мають вигляд $Md(i, j)$, $Mh(i, j)$. Початкове значення, крок і кінцеве значення абсцис поля задано, як x_0 , Δx , x_k .

Аномалія сили тяжіння в аналітичній формі розраховується так [3]

$$\Delta g(x) = k \sum_{i=1}^{mx} \sum_{j=1}^{mz} \sigma_{ij} \left[2H_{j+1} \arctg \frac{x-d_i}{H_{j+1}} - 2H_j \arctg \frac{x-d_i}{H_j} - 2H_{j+1} \arctg \frac{x-d_{i+1}}{H_{j+1}} + 2H_j \arctg \frac{x-d_{i+1}}{H_j} + (x-d_i) \ln \frac{(x-d_i)^2 + H_{j+1}^2}{(x-d_i)^2 + H_j^2} - (x-d_{i+1}) \ln \frac{(x-d_{i+1})^2 + H_{j+1}^2}{(x-d_{i+1})^2 + H_j^2} \right] \quad (1)$$

де $k = 6,67$ для x в км.

Аномалія горизонтального градієнта сили тяжіння має такий вигляд

$$V_{xz}(x) = k \sum_{i=1}^{mx} \sum_{j=1}^{mz} \sigma_{ij} \ln \left[1 + \frac{H_{j+1}^2 - H_j^2}{H_j^2 + (x-d_i)^2} \right] \left[1 - \frac{H_{j+1}^2 - H_j^2}{H_{j+1}^2 + (x-d_{i+1})^2} \right], \quad (2)$$

де $k = 66,7$ для V_{xz} в Е (Етвешах).

Аномалія третьої похідної потенціалу сили тяжіння обчислюється за такою формулою

$$V_{zzz} = k \sum_{i=1}^{mx} \sum_{j=1}^{mz} \left[\frac{x-d_i}{H_j^2 + (x-d_i)^2} - \frac{x-d_i}{H_{j+1}^2 + (x-d_i)^2} + \frac{x-d_{i+1}}{H_{j+1}^2 + (x-d_{i+1})^2} - \frac{x-d_{i+1}}{H_j^2 + (x-d_{i+1})^2} \right], \quad (3)$$

$k = 66,7$ для V_{zzz} в Е/км.

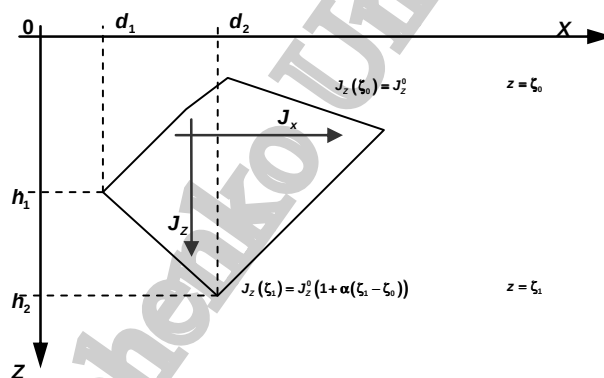


Рис. 2 Модель горизонтального багатокутника

Для заданої двовимірної моделі багатокутника (рис. 2) запишемо вирази для вертикальної складової магнітного поля Z_a [4]

$$Z(x, z) = 2J_x \sum_{i=1}^m \Delta \zeta \times \sum_{j=1}^{mz} \frac{\zeta_j - z}{\left[d_i - x + \frac{d_{i+1} - d_i}{h_{i+1} - h_i} (\zeta_j - z) \right]^2 + (\zeta_j - z)^2} - 2J_z^0 \sum_{i=1}^m \Delta \zeta \times \sum_{j=1}^{mz} \frac{(1 + \alpha(\zeta_i - \zeta_0)) \left[d_j - x + \frac{d_{i+1} - d_i}{h_{i+1} - h_i} (\zeta_j - h_i) \right]}{\left[d_i - x + \frac{d_{i+1} - d_i}{h_{i+1} - h_i} (\zeta_j - h_i) \right]^2 + (\zeta_j - z)^2} \quad (4)$$

де $\Delta \zeta = \frac{h_{i+1} - h_i}{mz}$; $\zeta_j = h_i + \frac{\Delta \zeta}{2} + \Delta \zeta(i-1)$, $i = 1, 2, \dots, mz$, кое-

фіцієнт намагнічування $\alpha = (J_z(\zeta_i) - J_z^0) / (J_z^0(\zeta_i - \zeta_0))$.

Для горизонтальної складової напруженості магнітного поля (H_a) вираз такий

$$H(x, z) = 2J_x \sum_{i=1}^m \Delta \zeta \times \sum_{j=1}^{mz} \frac{d_i - x + \frac{d_{i+1} - d_i}{h_{i+1} - h_i} (\zeta_j - z)}{\left[d_i - x + \frac{d_{i+1} - d_i}{h_{i+1} - h_i} (\zeta_j - z) \right]^2 + (\zeta_j - z)^2} - 2J_z^0 \sum_{i=1}^m \Delta \zeta \times \sum_{j=1}^{mz} \frac{(1 + \alpha(\zeta_i - \zeta_0)) (\zeta_i - z)}{\left[d_i - x + \frac{d_{i+1} - d_i}{h_{i+1} - h_i} (\zeta_j - h_i) \right]^2 + (\zeta_j - z)^2} \quad (5)$$

При умові, що $T_a \ll 13000$ нТл, аномальне значення повного вектору геомагнітної індукції розраховується за формулою [5]

$$\Delta T_a = Z_a \sin I + H_a \cos I \cos A_0 \quad (6)$$

де A_0 – магнітний азимут інтерпретаційного профілю, I – кут нахилення вектора в точці спостереження $I = \arctan(2 \cdot \tan \varphi)$, φ – широта точки спостереження.

В результаті маємо всі необхідні формули для розрахунку потенціальних полів від прямокутної моделі (рис. 3).

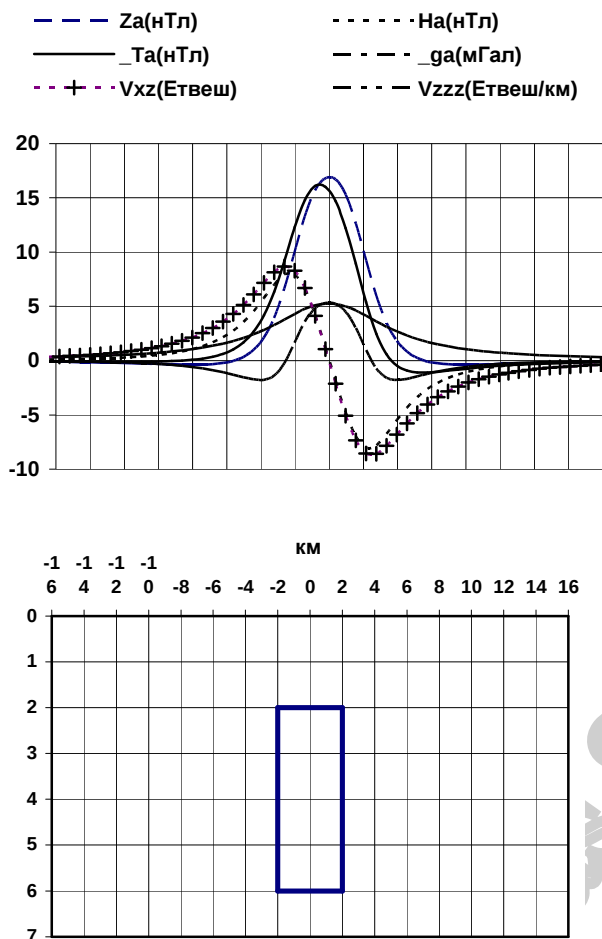


Рис. 3 Потенціальні поля для меридіонального профілю (зліва — південь) від двовірної моделі з вертикальною намагніченістю ($J = 0.1 \text{ А/м}$, $\sigma_{\text{нагл.}} = 0.1 \text{ з/см}^3$)

Трансформація та критерій порівняння полів

Для виконання інтерпретації гравімагнітних компонент виконується осереднення поля для виділення локальних аномалій. Головним параметром від якого залежить ефективність осереднення є його радіус. Для визначення оптимального радіусу осереднення слід будувати графік залежності радіусу осереднення від амплітуди аномалії, котру виділяють. За допомогою радіусу ковзаючого вікна виділяють аномалію потенціального поля. Отримання локальної аномалії – це перший етап інтерпретації.

Усереднення спостереженого поля $V_{\text{спост}}$ виконується методом ковзаючого вікна з радіусом r за формулою

$$V_{\text{осер.}}(i) = \frac{1}{n} \sum_{-n}^n V_{\text{спост}}(i+n), \quad (7)$$

де n – кількість спостережених точок профілю, яка забезпечує довжину радіусу осереднення, тобто $R = \Delta x \cdot n$, i – номер точки спостереження. Локальна аномалія це різниця між спостереженим ($V_{\text{спост}}$) та осередненим ($V_{\text{осер.}}$) полями

$$V_{\text{лок.}}(i) = V_{\text{спост}}(i) - V_{\text{осер.}}(i). \quad (8)$$

На другому етапі виконують інтерпретацію, отриманої аномалії. Для цього застосовується підхід трансформації теоретичного та спостереженого полів способом осереднення та їх порівняння. Критерієм порівняння є середньоквадратичне відхилення значень полів (ε) або сумарне відхилення модулів інформативних характеристик (δ) [6]

$$\varepsilon = \sum_i^k [V_{\text{спост}}(i) - V_{\text{теор.}}(i)]^2, \quad (9)$$

$$\delta = \sum_i^k |V_{\text{спост}}(i) - V_{\text{теор.}}(i)| \quad (10)$$

На теоретичних моделях було виконано інтерпретацію для моделей: шток, пласт та квадрат у вертикальному перерізі. Отримані аномалії були ускладнені різними фоновим полями різних типів: лінійним, криволінійним та комбінованим [6]. З метою порівняння була проведена інтерпретація аномалій, котрі виділені за допомогою сплайн-функцій та осереднення. Загальний аналіз отриманих результатів інтерпретації методом порівняння для різних методик виділення фонові складові свідчить про наступне. За допомогою осереднення найкращий результат інтерпретації виконується для штока (сумарна похибка складає 0%), у ізометричній моделі помилка 4%, а для пласта – 6%. При застосуванні сплайн-функцій найкращі дані інтерпретації отримано для ізометричної моделі (похибка 13%), більша помилка для пласта (19%), а найбільше відхилення для штока – 41%. Середня помилка інтерпретації синтетичних аномалій для визначення магнітного джерела із застосуванням осереднення дорівнює 4%, а при використанні сплайн-функцій – 24%. Отже, запропонований метод дає кращий результат у декілька разів.

Приклади застосування

Для порівняння з іншими підходами при виділенні аномалій виконано результати інтерпретації магнітних полів за допомогою сплайн-функцій та способу осереднення.

На рисунку 4 представлені аномалії 4/46 та 4/134 з азимутами профілів 12° та 21° відповідно. Максимальне додатне значення магнітного поля 50 нТл, від'ємне – 30 нТл. Це пов'язано з протилежним знаком намагнічування інтрузії.

За даними інтерпретації аномалії 4/46 (рис. 5) за технологією осереднення (рис. 6) верхня поверхня об'єкта знаходиться на глибині 62 м, а нижня – 93 м, кут нахилу об'єкта 90° . Його ефективна намагніченість складає 1.9 А/м, а кут нахилення вектора інтенсивності дорівнює 90° . Буріння (сврд. 4544) свідчить про те, що гетерогенні брекчії, які зафіксовані на глибині 60 м, розповсюджуються до забою свердловини (225 м). Середня намагніченість цих утворень складає 0.8 А/м.

Інтерпретація аномалії 4/134 (рис. 7) з допомогою осереднення дала такі результати (рис. 8): глибина до покрівлі об'єкта 57,3 м, підшви – 86 м. Об'єкт – вертикальний, сумарне значення намагніченості – 0.4 А/м. Кут нахилу вектора намагнічування 60° . Результат інтерпретації при застосуванні сплайн-функції для виділення аномалії подібні до даних, що отримані з використанням осереднення. За буровими даними свердловини 4540 геологічний розріз характеризується так: від 0 до 40 м – піски, потім до 60 м мергелі, а далі – лавобрекчії ($J = 0.8 \text{ А/м}$) до забою (80 м). В таблиці зведено дані інтерпретації за різними технологіями виділення потенціальних полів.

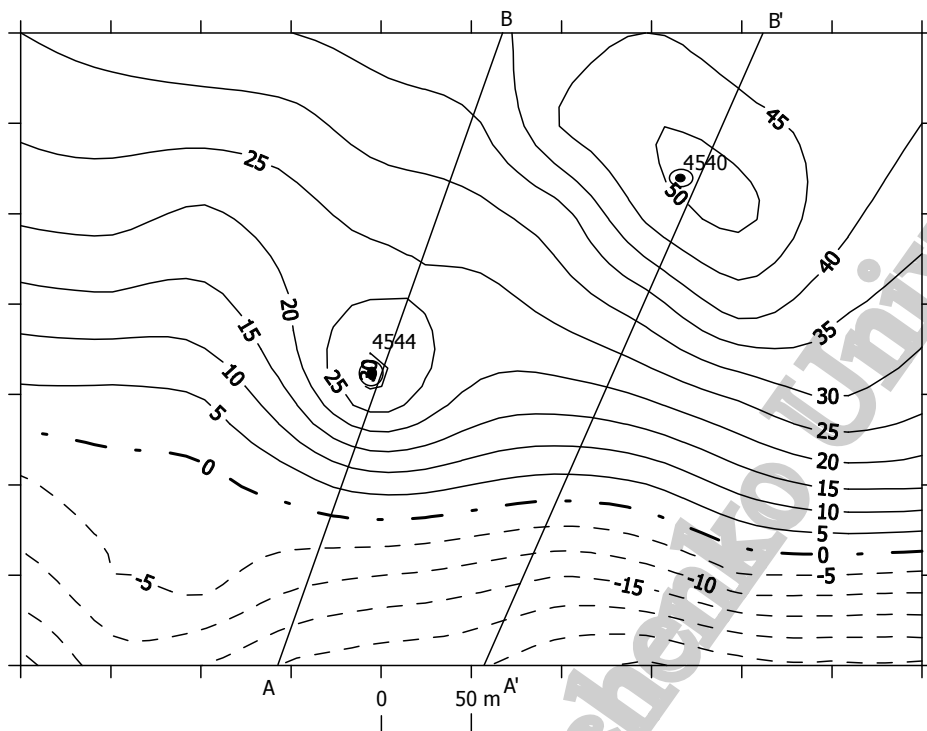


Рис. 4 Карти ізодинам ΔT_0 -аномалія 4/46 (профіль AB) та 4/134 (профіль A'B')

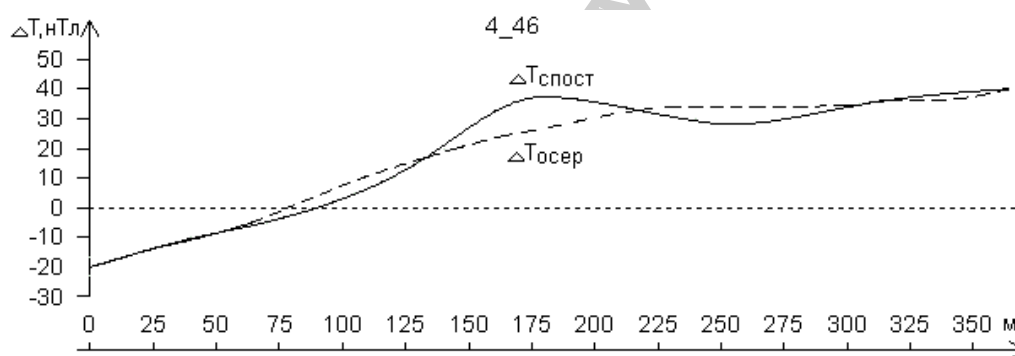


Рис. 5 Спостережена ΔT_0 -аномалія 4/46 ($V_{\text{спост}}$) та її осереднення ($V_{\text{осер}}$, $R=80$ м)

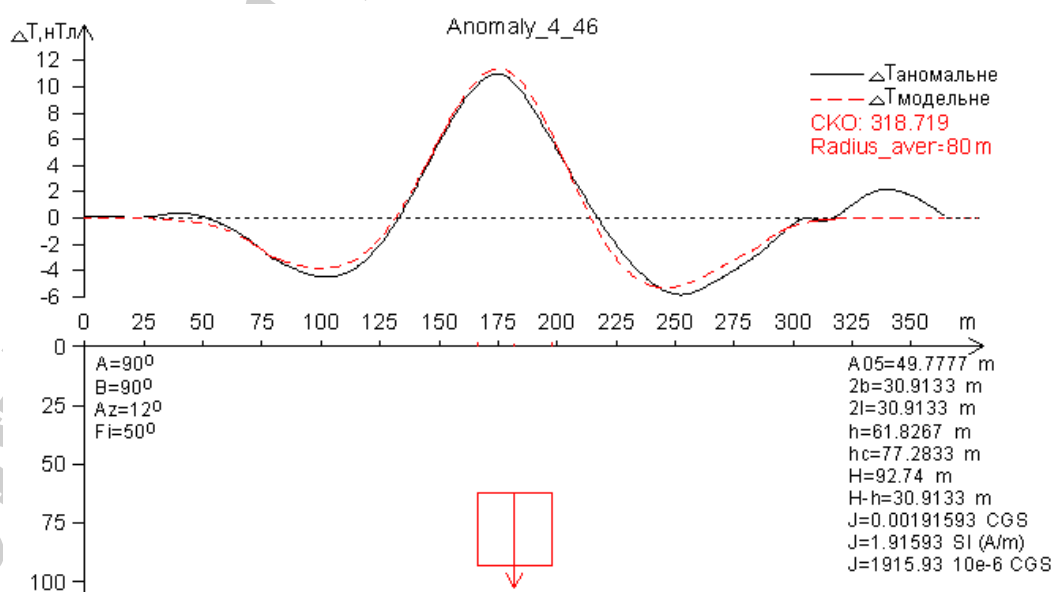


Рис. 6 Результат інтерпретації ΔT_0 -аномалії 4/46 з використанням осереднення

На реальних аномаліях технологія інтерпретації з використанням осереднення дає результати, які співставні з даними, що отримані з використанням сплайн-функцій.

Із результатів інтерпретації реальних магнітних аномалій слід зазначити наступне.

1. Проведення фонові складової за допомогою осереднення є формалізованим і набагато простіше у користуванні.

2. Виділення малоамплітудних аномалій простіше виконувати за допомогою процедури осереднення.

3. Глибини залягання модельних магнітних джерел за методикою осереднення більш точно відповідають даним буріння.

Виконані дослідження запропонованого способу інтерпретації магнітних аномалій вказують на оперативність та достатню вірогідність інформації, що вилучається за його допомогою, що дозволяє пропонувати цю розробку у виробництво.

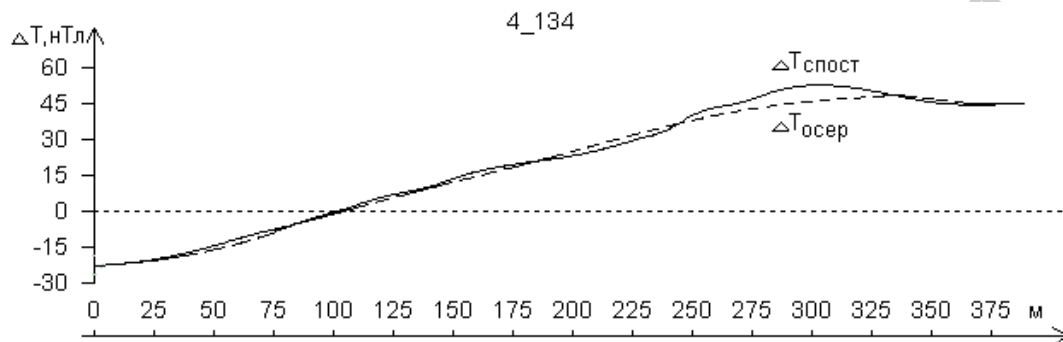


Рис. 7 Спостережена ΔT_a аномалія 4/134 ($V_{спост}$) та її осереднення ($V_{осер}$, $R = 70$ м)

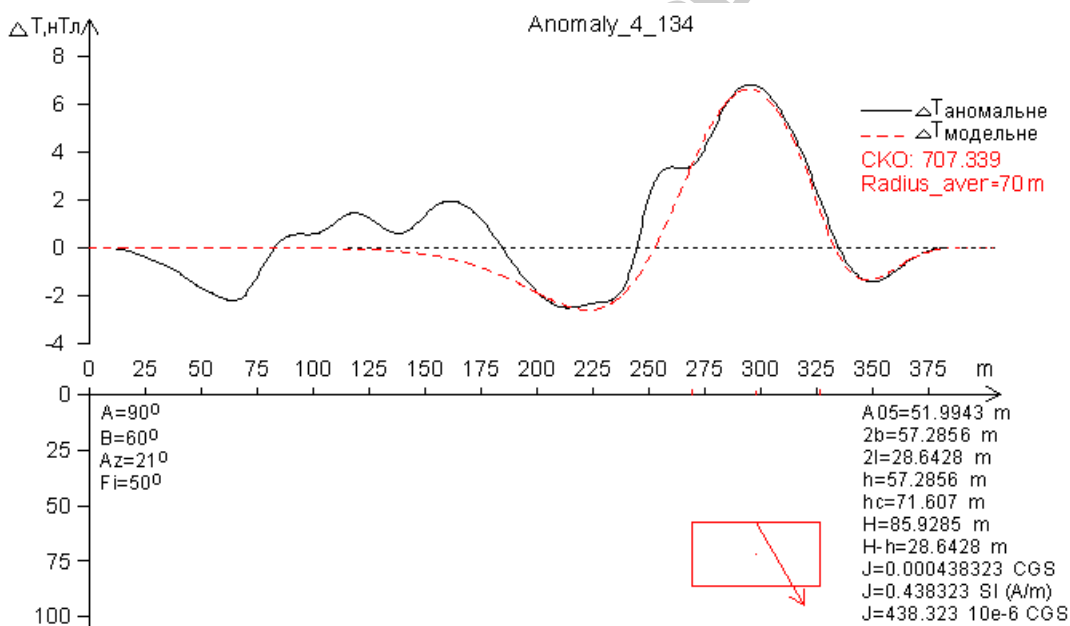


Рис. 8 Результат інтерпретації ΔT_a -аномалії 4/134 з використанням осереднення

Таблиця 1. Результати інтерпретації магнітних аномалій 4/46 та 4/134

№	Аномалія	h (м)	H (м)	Порода	J , (А/м)	$2a$ (м)	$2b$ (м)	$2l$ (м)	$\angle\alpha$	$\angle\beta$
1.	4/46	Порівняльний метод інтерпретації (з використанням сплайн-функції)								
		53	212		0.764	37	37	159	90	60
		Порівняльний метод інтерпретації (з використанням осереднення)								
		62	93		1.9	31	31	31	90	90
		Результати буріння свердловини № 4544								
		60	225 забій	Брекції гетерогенні	0.8	Можливо туфова трубка вибуху				
2.	4/134	Порівняльний метод інтерпретації (з використанням сплайн-функцій)								
		56,8	511		0.5	34	34	454	90	60
		Порівняльний метод інтерпретації (з використанням осереднення)								
		57,3	86		0.4	57	57	29	90	60
		Результати буріння свердловини 4540								
		60	80 забій	Брекції гетерогенні	1	Можливо туфова трубка вибуху				

Основні результати роботи

1. Отримано математичні співвідношення для розрахунку потенціальних полів (Z_a , H_a , ΔT_a , Δg , V_{xz} , V_{zz}) для прямокутної комірки.

2. На базі теоретично розрахованих графіків вибрані найбільш інформативні характеристики і визначено оптимальний набір моделей для формування бази даних.

3. Відпрацьовано алгоритм осереднення та розроблено методику формування бази даних у оперативній пам'яті, тобто у віртуальному режимі, що включає трансформацію полів та їх порівняння.

4. На точність розв'язку оберненої задачі магнітометрії за допомогою осереднювальної методики впливає радіус осереднення. В результаті створено алгоритм для розрахунку радіусу ковзаючого вікна.

5. Проведено апробацію виконаних розробок на експериментальних матеріалах. Виділення за допомогою осереднення дає змогу працювати із малоамплітудними аномаліями, котрі вивчаються в останній час на виробництві.

6. У порівнянні з виділенням аномалії за допомогою сплайн-функцій технологія осереднення дає у декілька

разів меншу похибку визначення параметрів джерела магнітного поля.

7. Створений апарат дозволяє знаходити найбільш достовірну модель вихідного наближення джерела потенціальних полів для подальшого використання їх в методі машинного підбору.

1. Якимчук М. А., Леваšov С. П., Корчагин Г. М., Прилуков В. В., Якимчук Ю. М. Виділення слабоінтенсивних магнітних аномалій та їх інтерпретація // Геоінформатика, № 1, 2002. – Київ, С. 48-62.
2. Yakymchuk M., Korchagin I., Mikheeva T., Jrlava M., Yakymchuk Y. Gravity and magnetic modeling of anomalous sources of complex configuration / Proceeding of the Estonian Academy of sciences, Geology, 51/1, 2002. – p. 47-59.
3. Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Маркова М. Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки / Научная думка. – Киев, 1976. – С. 45.
4. Гришук П. И. Программное решение прямой задачи магнитометрии в классе горизонтальных многогранников / Сб. научных материалов между. конф. "Теоретические и практические проблемы интерпретации потенциальных полей", – Киев, 2005. – С. 168-178.
5. Логачев А. А., Захаров В. П. Магниторазведка, 5-е изд., перераб. и доп. Л., Недра, 1979. с. 125.
6. Гура К. А., Гришук П. И. Обратная задача для наклонного параллелепипеда // Геофиз. журн. – 2003. – 25, № 3. С. 169-177.
7. Гришук П. И., Гура К. О., Нурмухамедов В. Г. Виділення слабоінтенсивних магнітних аномалій та їх інтерпретація // Вісник КНУ, Серія Геологія, № 34-35, 2005. – Київ, С. 65-69.

УДК 550.83-1029.12

О.І. Меньшов, асп.,
А.В. Сухорада канд. геол.-мінералог. наук

ДОСЛІДЖЕННЯ МАГНІТНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ГРУНТОВИХ ПОКРИВІВ СХІДНОГО ЛІСОСТЕПОВОГО АГРОГЕОФІЗИЧНОГО СТАЦІОНАРУ

Розглянуто магнітні властивості ґрунтових покривів Східного Лісостепового агрогеофізичного стаціонару. Приведено розподіли в ґрунтових генетичних горизонтах та при різних геоморфологічних ситуаціях магнітної сприйнятливості, природної залишкової намагніченості, сумарної та ефективної намагніченостей.

The magnetic properties of the soil cover of The East Forrest-Stepp agrogeophysical station are considered. The distribution of the magnetic susceptibility, natural remanent magnetization, summary and effective magnetization in the soil genetical horizons and in connection with geomorphological situations are described.

Накопичений нами досвід досліджень в галузі педомагнетизму [1, 2] засвідчує необхідність проведення відповідних спостережень в режимі моніторингу на територіях, які відзначаються найбільш характерними ландшафтними ситуаціями і геоморфологічними ознаками в межах основних агрокліматичних зон України.

Для реалізації зазначеного вище ґрунтовий покрив необхідно досліджувати комплексно та протягом тривалого часу. З цієї метою створюється державна мережа агрогеофізичних полігонів та стаціонарів, на територіях яких можна реалізовувати відповідні роботи. Такі полігони і стаціонари розташовуються в місцях, що репрезентують характерні для агрокліматичних зон України ландшафтно-ґрунтові та геоморфологічні ситуації з розповсюдженням основних характерних для відповідних зон ґрунтових покривів.

Коротко розглянемо ієрархічну систематику мережі державних агрогеофізичних стаціонарів. Мережа агрогеофізичних стаціонарів включає в себе точки спостережень різного рангу. Розглянемо номенклатуру даної агрогеофізичної мережі.

Агрогеофізичний полігон. Окремий ієрархічний рівень, що охоплює досить велику територію, характеризується наявністю відповідних земельних ресурсів, сільськогосподарської техніки та кадрового потенціалу для реалізації стаціонарних педомагнітних досліджень та відповідного моніторингу. Агрогеофізичний полігон як і стаціонар характеризується типовим для даної природно-кліматичної зони ґрунтовим покривом і ре-

льефом. Може включати в себе дослідні ділянки, пункти, точки спостережень.

Агрогеофізичний стаціонар. Окремий ієрархічний рівень, який відрізняється від полігону відсутністю техніки. Головна особливість – існування земельних ресурсів та відповідних кадрів. Включає дослідні ділянки, пункти, точки спостережень

Дослідна ділянка. Окрема репрезентативна ділянка для педомагнітних досліджень, яка може бути складовою частиною полігону або стаціонару. Другий нижчий рівень.

Точка спостережень. Будь-яка точка, певна площа для більш детального вивчення, де були проведені певні агрогеофізичні дослідження.

Пункт. Певний пункт спостережень, що не входить до великих стаціонарів, проте земельний ресурс існує протягом довгого часу. Наприклад, заповідники.

Лісостепова агрокліматична зона України є найбільшою в Україні, а як наслідок в її межах найбільш широко проводяться сільськогосподарські роботи, її геологія відіграє важливу роль при вирішенні відповідних картуально-пошукових задач галузі, в межах зони знаходяться потужні екологічно небезпечні підприємства. Більш детально охарактеризуємо [3, 4] Лісостепову агрокліматичну зону України, в межах якої знаходиться Східний Лісостеповий агрогеофізичний стаціонар. Ґрунтовий покрив зони складний, місцями дуже строкатий. Його представляє біля 160 ґрунтових видів дуже широкого генетичного і агрономічного діапазонів, що зустрічаються до того ж в вельми різноманітних комбінаціях (комплексах). Головною особливістю переважної біль-