

Рис. 7. Графіки передавального відношення $T(\omega)$ амплітудних згладжених спектрів усереднених вхідних даних масивів шуму на компоненті Z до аналогічних величин на компоненті коливань NS для пунктів: а – BUG3; б – PNT1; в – вихідної, змодельованої реалізації шуму для пункту спостереження, розміщеного на рівновіддаленій відстані між BUG3 та PNT1

Інтерпретація передавального відношення земної кори для даних спостережень проводиться шляхом їх порівняння із теоретичними відношеннями, які обчислюються для відомих моделей верхньої частини розрізу земної кори. З метою внесення мінімальних похибок, як правило, розглядаються горизонтально шаруваті, вертикально-неоднорідні моделі геологічного середовища. Для більш складних моделей розрахунок частотних характеристик виконується скінченно-різницевиими та скінченно-елементними методами [2].

Одним із інструментів для оцінки впливу верхньої частини геологічного розрізу на сейсмічні рухи є метод Накамури H/V або QTS (Quasi-Transfer Spectra), розроблений японським вченим Yutaka Nakamura. Метод використовує записи мікросейсмічного шуму, зареєстровані на горизонтальних і вертикальних компонентах коливань з використанням свердловинних досліджень, для побудови квазі-передавального спектру ґрунтової товщі [7, 8]. Метод Накамури дозволяє за відношенням спектрів горизонтальної та вертикальної компонент природних шумів визначити власні резонансні частоти ґрунтової товщі. Максимальні значення відношення спектрів горизонтальної до вертикальної компонент мікросейсми пояснюються багатократним відбиттям SH хвилі.

Наведені графіки $T(\omega)$ – передавального відношення амплітудних згладжених спектрів для кожного із пунктів спостереження BUG3, PNT1 та для пунктів, розміщених між ними, можуть використовуватися для визначення приросту сейсмічної бальності на різних ділянках будівельного майданчика, відносно еталонного, в якості якого в даній роботі виступає пункт PNT1.

Висновки. Графіки на рис. 5а та 5б – адекватні графіку 5в амплітудного спектру $|S(\omega)|$ змодельованої реалізації сейсмічного шуму для пункту спостереження, рівновіддаленого від пунктів BUG3 та PNT1 на компоненті Z. Аналіз спектрів, зображених на рис. 5а, 5б і 5в показує, що в пункті PNT1 на інтервалі відносно низьких частот (приблизно від 4,5 до 5,5 Гц) амплітуди коливань в шумі збільшуються, у порівнянні з пунктом BUG3, що може пояснюватися наявністю тріщин в пористому ґрунті [4, с. 289]. Однак, цей ефект проявився дуже слабо на вихідному спектрі, зображеному на рис. 5в, з огляду на що, зазначене припущення вимагає додаткової емпіричної перевірки, шляхом синхронної реєстрації мікросейсмічного шуму на пунктах BUG3, PNT1 та гіпотетичному пункті, рівновіддаленому від них.

1. Бат М. Спектральный анализ в геофизике. – М., 1980.
2. Вербицкий С.Т., Рожок Н.І. та ін. Метод Накамури та метод скінченних елементів при дослідженні АЧХС // Геодинаміка. – 2011. – № 2. – С. 38-40.
3. Вижева З.О. Статистичне моделювання випадкових полів на площині з рівномірною решіткою інтерполяції // Доповіді НАН України. – 2003. – № 5. – С. 7-12.
4. Вижева З.О. Статистичне моделювання випадкових процесів та полів. – К., 2011.
5. Кендзера А.В., Стародуб Г.Р., Стародуб Ю.П. О методике изучения строения земной коры по записам объемных волн от удаленных землетрясений // Сейсмопрогностические исследования на территории УССР. – К., 1988.
6. Higgins J.R. Sampling Theory in Fourier and Signal Analysis. – Oxford-New York, 1996.
7. Nakamura Y.A. Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface // Quarterly Report of RTRI (Railway Technical Research Institute. – 1989. – V. 30, No. 1.
8. Vulnerability investigation of Roman Colosseum using Microtremor / Nakamura Y., Gurler E.D., Sanita J. et al. // Proceedings 12th WCEE 2000. – Auckland, 2000. – P. 1-8.

Надійшла до редколегії 28.11.12

УДК 550.831

П. Міненко, д-р фіз.-мат. наук,
Р. Міненко, магістр

ПОХІДНІ ДИСКРЕТНО ЗАДАНОГО ПОЛЯ В ОБЕРНЕНИХ ЗАДАЧАХ ГРАВИМЕТРІЇ ТА МАГНІТОМЕТРІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук І.М. Корчагіним)

Досліджено проблему та встановлено межі надійного обчислення похідних дискретно заданого поля. Розроблено відповідні методичні прийоми, теоретичні методи та практичні рекомендації, що поліпшують якість розв'язку обернених задач гравіметрії і магнітометрії, у тому числі, з використанням кінцево-різницевих формул для вимірюваного та теоретичного поля.

The problem is considered and borders of reliable calculation of derivatives of discretely set field are established. Corresponding methodical receptions, theoretical methods and practical recommendations which improve quality of the decision of return problems gravimetr and magnetic, including, with use certainly-different formulas for the measured and theoretical field are developed.

Постановка проблеми. Розв'язок обернених задач (ОЗ) гравіметрії і магнітометрії ускладнюється відсутністю методів точного визначення постійного фону для поля сили тяжіння та напруженості магнітного поля. Але лінійний фон для них визначається доволі точно. І

тому важливим напрямком досліджень є використання для розв'язку ОЗ горизонтальних похідних поля.

Аналіз останніх досліджень. Ідея використання горизонтальних похідних поля для розв'язку ОЗ відома давно. Проте досі немає методів точного визначення

горизонтальних похідних дискретно заданого поля. Похибки часто досягають сотень відсотків (див. табл. 1), причому, у різних точках профілю вони суттєво відрізняються, що не може забезпечити стійкий розв'язок ОЗ. Разом із тим, при деяких параметрах збурюючих тіл, кроку визначення похідної та точності вимірювання поля результати розв'язку ОЗ є точними, стійкими та геологічно змістовними.

Виділення не вирішених раніше частин проблеми.

Як відомо, задача обчислення других похідних V_{xz}, V_{zz} гравітаційного потенціалу V по дискретно вимірюваним із кроком b значенням його першої похідної V_z є некоректною [1; 4]. Це обумовлено тим, що різниця значень поля у двох точках $dV_z(X_j) = V_z(X_j + b) - V_z(X_j - b)$ дорівнює $2bV_{xz}(X_j)$ лише в деяких точках X_j на профілі. В інших точках ми маємо в загальному вигляді нерівність

$$dV_z(X_j + \varepsilon_j) = V_z(X_j + b) - V_z(X_j - b) = 2bV_{xz}(X_j + \varepsilon_j) \neq 2bV_{xz}(X_j), \quad (1)$$

де ε_j – невідомі величини.

Ця розбіжність часто приводить до великих помилок обчислення похідних та неправильного розв'язку ОЗ, що є недоліком методу, як для гравіметрії, так і для магнітометрії.

Формулювання цілей роботи. Установлення меж надійного обчислення похідних дискретно заданого поля й розробка відповідних методичних прийомів, теоретичних методів і практичних рекомендацій, що поліпшують якість розв'язку ОЗ гравіметрії і магнітометрії.

Виклад основного матеріалу. Утворимо відносну різницю правої й лівої частин рівняння (1) при $\varepsilon_j = 0$, підставивши в нього рішення прямої задачі для напівскінченного стрижня,

$$\delta dV_z(X_j) / V_z(X_j) = (V_z(X_j + b) - V_z(X_j - b) - 2bV_{xz}(X_j)) / V_z(X_j); \quad (2)$$

де

$$V_z(X_j) = \frac{k\sigma S}{R_{ij}}; \quad R_{ij}(X_j - X_i, h) = ((X_j - X_i)^2 + h^2)^{1/2}; \quad (3)$$

k – гравітаційна постійна; σ і S – аномальна щільність і площа перетину стрижня; $(X_i, 0, h)$ – координати точки верхнього торця стрижня.

Остаточно, з (2) одержимо:

$$\delta \left(\frac{dV_z(X_j)}{V_z(X_j)} \right) = \left(\frac{2b(X_j - X_i)}{(R_{ij}(X_j - X_i, h))^2} + \frac{R_{ij}(X_j - X_i, h)}{R_{ij}(X_j + b - X_i, h)} - \frac{R_{ij}(X_j - X_i, h)}{R_{ij}(X_j - b - X_i, h)} \right) \quad (4)$$

Розділивши (4) на $2b$, обчислимо інтервали зміни модулів відносних погрешностей визначення похідної V_{xz} на профілі уздовж осі X при різному співвідношенні b/h (див. табл. 1). З табл. 1 видно, що тільки за рахунок кроку дискретизації b похідна V_{xz} обчислюється по абсолютно точних вимірах поля з дуже великими помилками в різних точках профілю спостережень. На цій підставі розглянута задача вважається некоректною.

Якщо в поле ще додати погрешності його виміру δ_{ij} в милігалах (мгл), то максимальні помилки зростуть на $300 \delta_{ij} / (kb/h)$ %. При точності зйомки 0,1 мгл для параметрів табл. 1, відповідно, одержимо добавки до погрешностей δ : 1,5; 2,3; 4,5; 9; 18 %.

Таблиця 1

Інтервали зміни модулів відносних погрешностей обчислення V_{xz} за дискретним значенням поля сили тяжіння

Відношення параметрів b/h	Модуль погрешності δ для моделі стрижня, у %	Модуль погрешності δ для моделі сфери, у %
3	10 – 272	50 – 570
2	10 – 156	40 – 340
1	1,0 – 42	5 – 100
0,5	0,5 – 7,5	1 – 18
0,25	0,1 – 1,0	0,1 – 2,6

Отже, при великому кроці дискретизації b , підвищенням точності зйомки або усередненням вимірюваних значень поля, істотно зменшити некоректність задачі обчислення похідної V_{xz} неможливо. При малому кроці b ця задача вирішується добре, а при середньому – задовільно. Тому має сенс використовувати усереднення поля або кусочну апроксимацію поля поліномом 4-го порядку, наприклад, на ділянці з 7 точок профілю. У цьому випадку постійний і лінійний члени полінома в кожній точці X_j мають вигляд:

$$a_{o,j} = (7m_j - n_j) / 21; \quad a_{1,j} = (397t_j - 49p_j) / (1512b); \quad (5)$$

де

$$m_j = \sum_{i=3}^{i=3} g_{j+i};$$

$$t_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 2(g_{j+2} - g_{j-2}) + 3(g_{j+3} - g_{j-3});$$

$$n_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 4(g_{j+2} - g_{j-2}) + 9(g_{j+3} - g_{j-3});$$

$$p_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 8(g_{j+2} - g_{j-2}) + 27(g_{j+3} - g_{j-3});$$

Аналогічно, для 5 точок профілю одержимо

$$a_{o,j} = (3,4m_j - n_j) / 7; \quad a_{1,j} = (13t_j - 3,4p_j) / (14,4b); \quad (6)$$

де

$$m_j = \sum_{i=2}^{i=2} g_{j+i};$$

$$t_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 2(g_{j+2} - g_{j-2});$$

$$n_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 4(g_{j+2} - g_{j-2});$$

$$p_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 8(g_{j+2} - g_{j-2});$$

Отримані по формулах (5)-(6) апроксимації можна повторити, наприклад, по формулах

$$a_{o,j,2} = (7m_j - n_j) / 21; \quad a_{1,j,2} = (13t_j - 3,4p_j) / (14,4b); \quad (7)$$

де

$$m_j = \sum_{i=2}^{i=2} a_{j+i};$$

$$t_j = a_{j+1} - a_{j-1} + 2(a_{j+2} - a_{j-2});$$

$$n_j = a_{j+1} - a_{j-1} + 4(a_{j+2} - a_{j-2});$$

$$p_j = a_{j+1} - a_{j-1} + 8(a_{j+2} - a_{j-2});$$

Для малих і середніх кроків дискретизації величина $a_{1,j,2}$ являє собою досить точне значення похідної V_{xz} (із помилкою до 3 %).

При великих параметрах b/h методи (5)-(7) непридатні. Однак, у цьому немає необхідності, оскільки, при малому впливі на V_{xz} погрешностей поля, у розв'язку ОЗ можна використовувати кінцево-різницева формулу

$$dV_z(X_j) = g(X_j + b) - g(X_j) = (\sigma_i, a_{ij}(X_j + d) - a_{ij}(X_j)), \quad (8)$$

де σ_i – аномальна щільність (АЩ) блоків інтерпретаційної моделі (ІМ); $a_{ij}(X_j)$ – геометричні коефіцієнти розв'язку прямих задач гравіметрії.

Аналогічно розв'язується обернена задача для вертикального приросту поля

$$dV_z(X_j, Z_j) = g(X_j, Z_j) - g(X_j, Z_j - H) = (\sigma_i, a_{ij}(X_j, Z_j) - a_{ij}(X_j, Z_j - H)), \quad (9)$$

де $g(X_j, Z_j - H)$ – поле сили тяжіння, перераховане нагору на висоту H .

У багатьох звітах, переданих іншим організаціям, замість карт поля сили тяжіння й каталогів пунктів виміру поля, наведені карти середнього вертикального гра-

дієнта поля (9) або карти трансформацій Саксова-Ніггарда, різницева формула для яких має вигляд:

$$\begin{aligned} \delta g(X_j, Y_j) = & g(X_{j+2}, Y_j) - g(X_{j+1}, Y_j) + g(X_j, Y_{j+2}) - \\ & - g(X_j, Y_{j+1}) + g(X_{j-2}, Y_j) - \\ & - g(X_{j-1}, Y_j) + g(X_j, Y_{j-2}) - g(X_j, Y_{j-1}) = \\ & = (\sigma_i, a_{ij}(X_{j+2}, Y_j) - \\ & - a_{ij}(X_{j+1}, Y_j) + a_{ij}(X_j, Y_{j+2}) - a_{ij}(X_j, Y_{j+1}) + \\ & - a_{ij}(X_{j-2}, Y_j) - \\ & - a_{ij}(X_{j-1}, Y_j) + a_{ij}(X_j, Y_{j-2}) - a_{ij}(X_j, Y_{j-1})). \end{aligned} \quad (10)$$

Обчислені по формулах (9)-(10) трансформанти поля мають високу розв'язувальну здатність при розв'язку ОЗ гравіметрії. По таких же схемах розв'язуються й ОЗ магнітометрії.

Апробація методів вирішення задачі виконана на прикладі рішення ОЗ гравіметрії по карті кінцево-різницевої трансформації поля сили тяжіння (рис. 1) Олександрівської ділянки Великого Кривбасу, обчислених по лівій частині формули (10).

На рис. 2 наведено рішення лінійної ОЗ по щільності блоків ІМ, відповідно до правої частини різницевої формули (10).

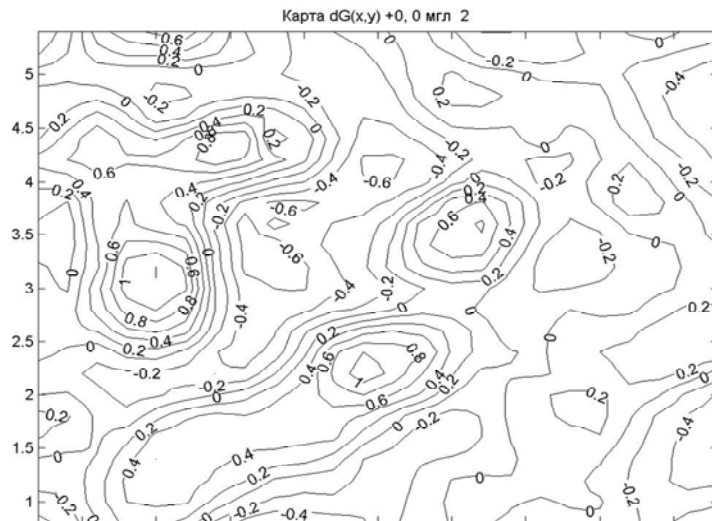


Рис. 1. Карта трансформанти вимірюваного поля сили тяжіння (у мгл)

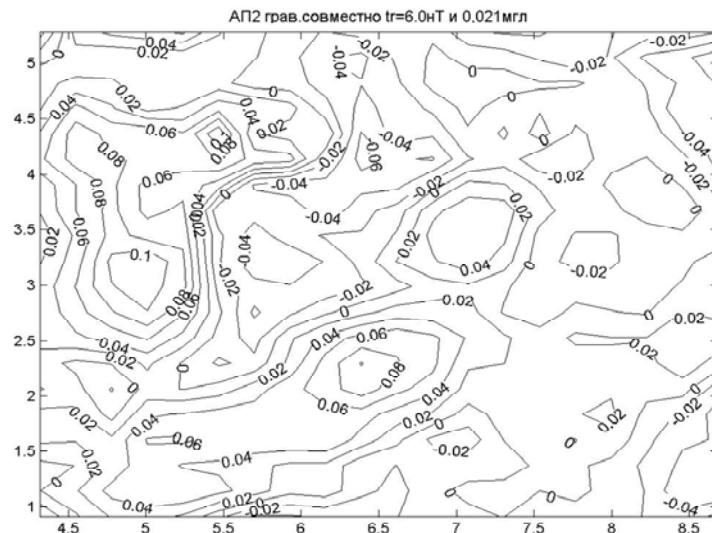


Рис. 2. Результати рішення лінійної оберненої задачі гравіметрії: карта ізоліній аномальної щільності блоків 2-го шару ІМ (у г/см³)

На рис. 3 і 4 наведені рішення нелінійної ОЗ по по глибинах до блоків ІМ, відповідно до правої частини тієї ж різницевої формули (10). Лінійна й нелінійна ОЗ виконані екстремальним методом спільного пошуку для кожного блоку ІМ на кожній ітерації АЩ і глибин розташування горизонтальних границь розділу блоків із найбільшим стрибком щільності [3, 4]. На карті поля (рис. 1), у її західній і центральній частині, перебувають дві інтенсивні позитивні аномалії з максимумами більше 1 мгл. Між позитивними аномаліями розташована негативна аномалія з мінімумом -0,6 мгл. Загальна область усіх трьох аномалій облямована, відповідно до властивостей розподілу поля трансформанти, мінімумом -0,2 мгл. Поле східної частини карти представлено мозаїкою локальних аномалій із екстремумами від -0,4 до

0,2 мгл. Інтерпретуючи поле якісно, можна припустити наявність блоків із високою позитивною й негативною аномальною щільністю. Однак, за результатами кількісної інтерпретації (рис. 2 і 3) встановлено, що західна й центральна аномалії з максимумами більше 1 мгл здебільшого створені виступами на 20 м корінних гірських порід кристалічного фундаменту, хоча вони мають більш високу АЩ – від 0,04 до 0,11 г/см³. Між виступами знаходиться западина з гірськими породами більш низької АЩ від -0,04 до -0,06 г/см³. Більше того, глибина западини досягає 215-265 м (рис. 4). Але АЩ гірських порід тут практично не змінюються із глибиною, хоча під виступом вона помітно зростає до 0,14 – 0,16 г/см³ на глибині 265 м (карта щільності третього шару в статті не наведена).

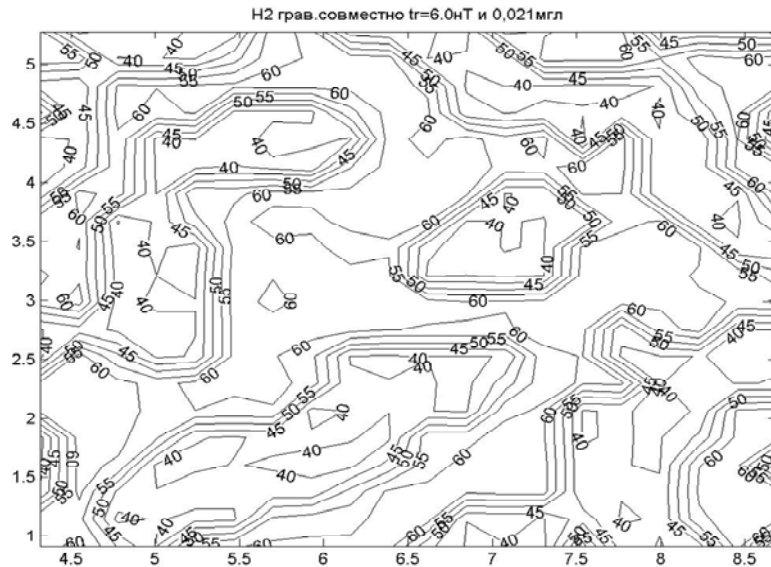


Рис. 3. Результати рішення нелінійної оберненої задачі гравіметрії: карта ізоліній глибин верхньої поверхні 2-го шару ІМ (у м)

Центральний виступ зі сходу облямований западиною глибиною 165-215 м (рис. 3 і 4) із майже нульовою АЩ (рис. 2). По краях карти виявлено декілька вузько-локальних западин глибиною від 165 до 315 м з АЩ від -0,04 до -0,12 г/см³. Таким чином, використання кінцево-різницевої трансформації поля (9)-(10), звільнених від

впливу постійного фону, дозволяє більш точно виконати розв'язки обернених задач відомими методами. Однак, робиться це за рахунок збільшення від 2 до 8 разів витрат часу на обчислення. Для наведених обернених задач користь від підвищення якості їхніх розв'язків істотно вище, ніж від економії витрат комп'ютерного часу.

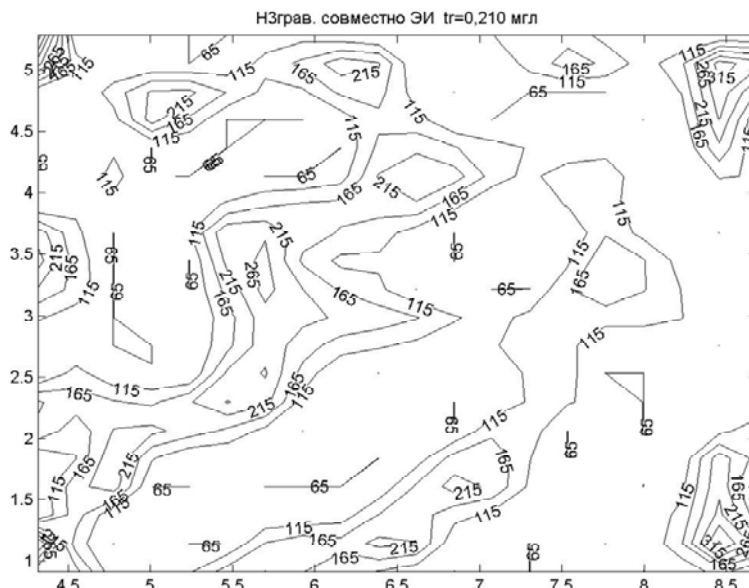


Рис. 4. Результати рішення нелінійної оберненої задачі гравіметрії: карта ізоліній глибин верхньої поверхні 3-го шару ІМ (у м)

Висновки. 1. Оборнені задачі гравімагнітометрії необхідно вирішувати по кінцево-різницевиx формулах із використанням вимірюваних значень поля.

2. Оборнені задачі гравімагнітометрії варто вирішувати екстремальними методами одночасного пошуку на одній і тій же ітерації глибин і найбільших стрибків фізичного параметра на границях блоків інтерпретаційної моделі.

Перспективи подальших розвідок. Варто розширити пошуки нових кінцево-різницевиx трансформацій

поля, більш ефективних по витратах комп'ютерного часу, але таких, які не знижують якості рішення ОЗ.

1. *Лаврентьев М.М.* О некоторых некорректных задачах математической физики. – Новосибирск, 1962. 2. *Миненко П.А., Миненко Р.В.* О поисках избирательных экстремальных решений обратной задачи магнитометрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте // Науковий вісник НГУ. – Днепропетровск, 2006. – № 9. – С. 39-44. 3. *Миненко П.А.* Методы и критерии оптимизации устойчивых решений обратной задачи глубинной морской гравиметрии // Науковий вісник НГУ.– Днепропетровск, 2007. – № 11. – С. 83-91. 4. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. – М., 1979.

Надійшла до редколегії 09.11.12

НАЦІОНАЛЬНЕ НАДБАННЯ

УДК 56:581

В. Нестервський, д-р геол. наук, проф.,
О. Вакулєнко, інж.

ВИКОПНА ФЛОРА В КОЛЕКЦІЯХ ГЕОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.М. Іванік)

Колекція флори Геологічного музею Київського національного університету імені Тараса Шевченка складається з великої кількості різноманітних за таксономічним складом, за місцями знаходок (з території України і за її межами), геологічним віком. Колекція демонструє еволюцію флори на Землі, мають добру збереженість, чіткі відбитки різних частин рослин.

Collection of flora in the Geological museum (Taras Shevchenko National University of Kyiv) is a great taxonomic variety of things and finds from different localities in Ukraine and other countries. Floristic rests have different geological age. Collection presents an evolution of flora on the Earth, has good preservation and remarkable prints of the different parts of plants.

Викопна флора в Геологічному музеї представлена систематичною колекцією, яка експонується в 5 вітринах відділу Історії Землі та палеонтології (№ 96-100), та демонструється окремими зразками в відділах "Мінералогія та петрографія" і "Геологія і корисні копалини України".

В експозиції і фондах представлені такі таксономічні розділи:

1. Перші рослини Землі (Строматоліти – продукти життєдіяльності ціанобіонт – перших організмів у історії Землі, що продукували кисень, але ще були доядерними) – вітр 100. Ця група описана окремо.

Надцарство *Eucariota* – Ядерні організми

2. Підцарство *Thallophyta* – Нижчі рослини:

Відділи *Phaeophyta* – Бурі водорості (відбитки). Крім викопних відбитків – представники сучасних – *Laminaria* з Японського моря;

Відділ *Rhodophyta* – Багрянні водорості (N_1) – відбитки;

3. Підцарство *Telomorpha* – Вищі рослини

Надвідділ *Sporophyta* – Спорові рослини:

Відділ *Rhyniophyta* – Псилофітові (D_1) – відбитки;

Відділ *Lycopodiophyta* – Плавуновидні (C_{2-3}) – відбитки всіх частин рослини роду *Lepidodendron*: *Stigmara*, *Lepidodendron*, *Bergeria*, *Gelenia*, *Knorria*, *Lepidophyllum*, *Lepidostrobos*. Представлена реконструкція лепідодендрона.

Крім викопних, представлений і сучасний представник плавуна; р. *Sublepidodendron*, р. *Sigillaria* (відбитки на сланцях);

Відділ *Equisetophyta* – Хвоцєподібні (C) – відбитки різних частин викопних рослин: роди *Calamites*, *Annularia*, *Asterophyllites*, *Radicitis* (коріння) та сучасні хвоці;

Відділ *Polypodiophyta* – Папоротєподібні – відбитки листя родів *Neuropteris*, *Alethopteris*, *Eusphenopteris*, *Callipteris*, *Acitica* – C_{2-3} та сучасні папороті.

Фрагмент зкам'янілого стовбуру папороті роду *Pseudobornia* (D_3).

Порядок *Protopteridiales* – Протоптеридієві (D) – відбитки

Порядок *Archaeopteris* (D) – Археоптериди – відбитки

4. Надвідділ *Spermatophyta* – Насінні рослини

Відділ *Piniphyta* (*Gymnospermae*) – Голонасінні – *Ginkgo*, *Sequoia*, *Araucaria*, *Kanevia*, *Lebachia*, крім відбитків листя – вуглезовані та сучасні шишки різних рослин [3].

Відділ *Magnoliophyta* – Квіткові рослини – відбитки листя родів *Acer*, *Betula*, *Lauraceae*, *Myrica*, *Quercus*, *Andromeda*, *Sabal*, *Platanacea*, а також відбитки листя рослин доброї збереженості, які не визначені.

5. Зразки зкам'янілої деревини – псевдоморфози заміщення.

6. Смола – живиця хвойних дерев, з якої утворюється бурштин (сучасна).

Загальна кількість визначених зразків викопної флори, що зберігається в музеї – більше 1000 одиниць. Деякі роди представлені від декількох до десятків екземплярів.

Окремі палеонтологічні зразки і колекції викопних рослин потрапляли до Музею з різних джерел. Перші надходження належать до другої половини XIX ст – вони були надані, зокрема, з колекцій лепідодендронів Західного Сибіру акад. І.Ф. Шмальгаузена – з Петербургської Імператорської Академії наук ще з часу формування Мінералогічного кабінету кафедри мінералогії і геогнозії Університету св. Володимира, а також зразків з Волинського ліцею. Деякі з цих зразків з автентичними етикетками експонуються в музеї і зараз.

Впродовж десятиріч колекцію флори поповнювали спеціалістами – палеонтологами. При післявоєнному відновленні палеонтологічного музею зразки флори надавали музею: найпримітивніші представники – водорості *Vendotenia* (V_2) у 60-і роки передав канд. геол.-мінералог. наук В. Палій, літотамнієві водорості (J та N) в колекції музею визначені канд. геол.-мінералог. наук О. Берченко.

Численні зібрання верхньодєвонської та нижньокарбонної флори Донбасу – відбитки плауновидних, ар-