

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 550.8:025.4.03

С. Вижва, д-р геол. наук, Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук,
І. Віршило, канд. геол. наук, О. Козіонова, інж. 1 кат.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ

ПРОБЛЕМИ ІНФОРМАЦІЙНОГО ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ІНТЕРПРЕТАЦІЙНИХ ТЕХНОЛОГІЙ ГЕОФІЗИЧНОЇ ТОМОГРАФІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Б.П. Масловим)

Розглянуто нову інтерпретаційну технологію геофізичної томографії. Технологія ґрунтується на тривимірній нелінійній динамічній анізотропній моделі середовища. Показано теоретичні та методичні принципи розробки для деяких геофізичних задач.

Вступ. Розглядаються актуальні проблеми інформаційного забезпечення і оптимізації ітераційних задач геофізичної томографії [29]. Бурхливий розвиток геофізичної томографії обумовлений технічною революцією в галузі комп'ютерної техніки і досягненнями в галузі інформаційних технологій та математичної геофізики.

В подальшому під терміном "геофізична томографія" розуміють метод відновлення локальних лінійних і нелінійних ефективних фізичних характеристик, структури і літологічного складу геологічного середовища

шляхом спостережень геофізичних полів на земній поверхні або (і) в гірських виробках та свердловинах [14, 24, 29, 31, 36].

Геофізична томографія (геотомографія) відрізняється від медичної як за масштабами і типами фізичних явищ, що вивчаються, так і за геометричними характеристиками сканування [14]. Медичний підхід до томографії можна розглядати як метод побудови зображення із контрастом, величина якого кількісно зв'язана із фундаментальними (фізичними) характеристиками об'єкту досліджень,

що забезпечує візуалізацію нормальних і аномальних його структур. Класичний спосіб побудови зображень ґрунтується на теоремі Радона, застосування якої в геофізичній томографії є проблематичним, оскільки спостереження здійснюються на поверхні Землі або (і) в обмеженій кількості свердловин [13, 31].

"Хронічну" неповноту даних в хвильових методах геофізичної томографії, внаслідок практичних міркувань – жорстких обмежень фінансової вартості експерименту, в багатьох випадках подолати неможливо.

Комплексні геофізичні дослідження по регіональним профілям здійснюються згідно з національною програмою розвитку мінерально-сировинної бази і міжнародної програми вивчення глибинної будови літосфери. Внаслідок корпоративного об'єднання зусиль вчених і інженерів-практиків створена мережа регіональних і опорних геофізичних профілів, параметричних і надглибоких свердловин, яка повинна забезпечувати надкористувачів інформацією про глибинну будову земних надр, що необхідна для вирішення геолого-розвідувальних задач, проектування і будівництва промислових об'єктів, прогнозу небезпечних процесів і явищ [9, 24]. Кінцевим результатом комплексних геофізичних досліджень по регіональним і опорним профілям є побудова фізико-геологічних моделей глибинної будови земної кори [2, 6, 7, 11, 12, 22, 23, 24, 33]. При їх побудові орієнтуються на результати сейсмічних досліджень, в першу чергу, МПВ-ГСЗ до глибини 40 км і глибше, а також метод багатократного перекриття МОВ-ОГТ, який забезпечує глибинність до 12-15 км. Дані сейсмічних спостережень при побудові фізико-геологічних моделей доповнюються площинними гравіметричними і аеромагнітними вимірюваннями масштабу 1:200000 і крупніше, які проведені майже на всій території України [2, 9, 11, 12, 23, 32, 33]. Крім того, по окремих регіональних профілях проведені електромагнітні спостереження методом МТЗ, що забезпечує в комплексі з сейсмічними і гравіметричними даними побудову фізико-геологічних моделей за чотирма основними фізичними параметрами: швидкості повздовжніх хвиль, густині, намагніченості та електропровідності.

Технологія побудови фізико-геологічних моделей ґрунтується на методологічних принципах згідно із якими спочатку створюються нометодні моделі, а потім їх узгоджують між собою. Критерієм адекватності узгодженої моделі реальному геологічному середовищу слугує деякий узагальнений цільовий функціонал, який характеризує суму квадратів відхилення теоретичних розрахованих (моделі) значень геофізичного поля від його спостережених значень з урахуванням вагових коефіцієнтів геофізичного поля, які визначають його інформативність [9, 11, 29, 33]. Процедура визначення вагових коефіцієнтів неоднозначна, тому забезпечує лише можливість підбору моделей, які грубо узгоджуються із результатами комплексних геофізичних спостережень. Разом з тим, традиційні методи розв'язку інтерпретаційних задач, які ґрунтуються на апараті розв'язку некоректних задач і методах локальної мінімізації та орієнтуються на визначення невідомих параметрів фізико-геологічної моделі, наштовхується на об'єктивні труднощі, які дуже важко подолати. З одного боку, майже неможливо в умовно-екстремальних задачах охопити все розмаїття можливих форм апріорних припущень щодо особливостей структурної будови реального геологічного середовища. З іншого боку – концепція "оптимального розв'язку" зворотної задачі комплексних геофізичних досліджень наштовхується на очевидну проблему відсутності монотонної залежності якості її розв'язку від об'єму вихідних даних [3]. Це призводить до

парадоксальної ситуації, коли точність розв'язку задачі за даними комплексних геофізичних досліджень виявляється нижчою, ніж у кожного з розв'язків при використанні даних окремих геофізичних методів.

Для верифікації фізико-геологічних моделей застосовують методи сейсмогравітаційного моделювання, які ґрунтуються на емпіричних кореляційних залежностях між густиною і швидкістю повздовжніх пружних хвиль [23, 32, 33].

Факт існування такої залежності в реальному геологічному середовищі не встановлений, а в зонах інтенсивного дислокаційного розуцільнення, в яких формуються різноманітні зони тріщинуватості, така кореляційна залежність взагалі неможлива [21].

Для подолання методологічних і теоретичних труднощів постановки і розв'язку інтерпретаційних задач геофізичної томографії нами розроблений новий підхід для розв'язку цієї складної задачі [29].

В основі комплексної 3D-геофізичної інтерпретації лежить тривимірна нелінійна динамічна флюїдонасичена багатоконпонентна ієрархізовано-блокова анізотропна модель геологічного середовища із внутрішньопором тиском, яка знаходиться в складному напруженому стані і під дією температури. Ефективні динамічні лінійні і нелінійні фізичні властивості цієї моделі і її напружено-деформований стан визначаються сучасними методами механіки стохастичного середовища [1, 8, 28, 29, 37]. Для такої моделі будуються геофізичні томографічні функціонали, що визначають не лише вплив різних локалізованих макроскопічних об'ємів геологічного середовища при вибраній системі спостережень на зареєстроване в пункті спостережень геофізичне поле, але і забезпечують кількісну оцінку в якій мірі зареєстроване поле обумовлене розподілом локальних тензорних полів ефективних геофізичних параметрів і в якій мірі змінами мезоструктурних параметрів геологічного середовища під впливом динамічного і флюїдного режиму об'єкту досліджень [8, 29, 36].

Забезпечення виконання умов просторової спряженості геофізичних функціоналів (перекриття носіїв томографічних функціоналів) здійснюється вибором єдиної структурно-речовинної моделі геологічного середовища.

Задача визначення параметрів моделі зводиться до розв'язку задачі інверсії геофізичних даних шляхом застосування сучасних методів глобальної оптимізації [4, 15, 16, 17, 19, 26, 34, 38, 40].

Теорія методу. Згідно із принципами геофізичної томографії об'єм геологічного простору, який є об'єктом дослідження, розбивають на елементарні кубічні комірки, розмір яких визначається масштабом досліджень, але не повинен перевищувати розмір першої зони Френеля. Розподільна здатність сейморозвідки визначається довжиною хвилі λ і лежить в межах $(1/8 \div 1/4)\lambda$. Просторова орієнтація апроксимаційної комірки строго узгоджується із географічною системою координат. Виходячи із апріорних геологічних і геофізичних даних для кожної комірки задається початкове наближення речовинного складу (петрографічний склад – петротип, або мінералогічний склад, структура тріщино-порового простору, флюїдонасиченість і поровий тиск, напружений стан і температура).

Будемо розглядати деякий макроскопічний об'єм кубічної комірки, пружні характеристики і густина якої є випадковими статистичними однорідними функціями координат x_j відлікової конфігурації [37]. Випадкові поля напруг Кіргрофа t_{ij} і градієнтів переміщень H_{ij} задовольняють умові ергодичності відносно операцій осереднення в об'ємі кубічних комірок. Фізичні співвідношення нелінійної теорії пружності другого порядку запишемо в декартових координатах відлікової конфігурації:

$$t_{ij}^{(1)} = \lambda_{ijkl} e_{kl}^{(1)}, \quad (1)$$

$$t_{ij}^{(2)} = \lambda_{ijkl} E_{kl}^{(2)} + \lambda_{imkl} e_{kl}^{(1)} H_{jm}^{(1)} + L_{ijklpq} (e_{kl} e_{pq})^{(1)}, \quad (2)$$

$$\text{де } e_{ij} = \frac{1}{2} (H_{ij} + H_{ji}), \quad E_{kl}^{(2)} = e_{kl}^{(2)} + \frac{1}{2} (H_{mi} H_{mj})^{(1)}, \quad \lambda_{ijkl}, L_{ijklpq}$$

– тензори пружних постійних другого і третього порядків; верхній індекс у круглих дужках визначає порядок нелінійного наближення.

Оскільки пружні властивості компонент кубічних комірок статистично однорідні в межах недеформованого об'єму, то можна припустити, що їх початковий деформований стан, який визначається тензором H_{ij}^0 , також є статистично однорідним відносно координат відлікової конфігурації x_j . У цьому випадку при заданих граничних умовах збудований напружено-деформований стан, який описується тензорами t_{ij} , H_{ij} , також буде статистично однорідним, а випадкові поля, що розглядаються, будуть задовольняти умові ергодичності.

Тоді макроскопічний закон пружності можна записати у формі:

$$\langle t_{ij} \rangle = L_{ijkl}^* \langle H_{kl} \rangle, \quad (3)$$

де L_{ijkl}^* – тензор ефективних модулів пружності лінеаризованої теорії пружності; $\langle \rangle$ – осереднення по макроскопічному об'єму.

Із урахування умови ергодичності випадкових полів осереднений лінеаризований закон пружності для двохкомпонентного геологічного середовища запишемо у такому вигляді:

$$\langle t_{ij} \rangle = \sum_{r=1}^2 c_r L_{ijkl}^r \langle H_{kl} I_r \rangle, \quad (4)$$

де r – визначає номер компоненти.

Рівняння рівноваги відносно випадкових флуктуацій U_j^r збудувань вектору переміщень тоді можна записати у такій формі:

$$L_{ijkl}^0 U_{kjl}^1 = -(\delta L_{ijkl} H_{kl}), \quad (5)$$

$$\delta L_{ijkl} = L_{ijkl} - L_{ijkl}^0. \quad (6)$$

Розв'язок поставленої задачі зводиться до визначення середніх градієнтів переміщень в компонентах $\langle H_{kl} I_r \rangle$ і розв'язку інтегрального рівняння за допомогою тензорної функції Гріна, яке можна представити компактно у безіндексній операторній формі [37]:

$$H = \langle H \rangle + \Gamma * \tau, \quad \tau = \delta L H, \quad (7)$$

де Γ – інтегральний оператор типу згортки, ядром якого є другі похідні тензорної функції Гріна.

Ефективні лінійні і нелінійні фізичні властивості апроксимуючої кубічної комірки, із урахуванням початкового напружено-деформованого стану, зокрема, для наближення лінеаризованої теорії, визначаються для двохкомпонентного середовища із співвідношення [37]:

$$L^* = \langle L \rangle + c_1 c_2 \tilde{L} Q \tilde{L}, \quad (8)$$

де $\tilde{L} = L^{(1)} - L^{(2)}$; $Q = (J - G \delta L)^{-1} G$; $\delta L = c_1 L^{(2)} + c_2 L^{(1)} - L^0$; J – одиничний несиметризований тензор; G – алгебраїчні компоненти інтегрального оператора, ядром якого є фур'є-образи другої похідної функції Гріна для лінеаризованого рівняння рівноваги; L^0 – тензор пружних властивостей тіла порівняння; $L^{(1)}$, $L^{(2)}$, c_1 , c_2 – тензори модулів пружності і об'ємна концентрація включень і матриці.

Формули (8) можна узагальнити на випадок багатокомпонентного геологічного середовища із урахуванням термонапруг і внутрішньопорового тиску [8].

Для розв'язку прямих задач геофізичної томографії для чисельних розрахунків ефективних фізичних параметрів і їх похідних здійснюється сплайн-інтерполяція на лініях елементарних кубічних комірок [25].

Трасування сейсмічних променів в методі променевої сейсмічної томографії для дискретної моделі кубічних комірок здійснюється шляхом чисельного розв'язку системи диференціальних рівнянь першого порядку методом Рунне-Кутта [18, 20]. Ця система в ізотропному наближенні має такий вигляд [18]:

$$\frac{dx}{dt} = V(x, y, z) \cos \alpha, \quad \frac{dy}{dt} = V(x, y, z) \cos \beta, \quad \frac{dz}{dt} = V(x, y, z) \cos \gamma, \quad (9)$$

$$\frac{d\alpha}{dt} = V_x \sin \alpha - V_y \operatorname{ctg} \alpha \cos \beta - V_z \operatorname{ctg} \alpha \cos \gamma,$$

$$\frac{d\beta}{dt} = -V_x \cos \alpha \operatorname{ctg} \beta + V_y \sin \beta - V_z \operatorname{ctg} \beta \cos \gamma,$$

$$\frac{d\gamma}{dt} = -V_x \cos \alpha - V_y \cos \beta \operatorname{ctg} \alpha + V_z \sin \gamma,$$

$$\text{де } V_x = \frac{\partial V(x, y, z)}{\partial x}, \quad V_y = \frac{\partial V(x, y, z)}{\partial y}, \quad V_z = \frac{\partial V(x, y, z)}{\partial z} -$$

градієнти швидкості вздовж координатних осей; α , β , γ – поточні кути променя в просторі.

Для анізотропного випадку система диференціальних рівнянь наведена в роботі [20].

Чисельні розрахунки дифракційних ефектів дискретних апроксимуючих кубічних комірок здійснюються за допомогою моделі "вторинних джерел". Поля розсіюваних хвиль $\delta \bar{U}$, що генеруються вторинними точковими джерелами на локальних неоднорідностях густини ($\delta \rho$) кубічних комірок і вторинними джерелами типу тензорних моментів або подвійної сили, обумовлених локальними неоднорідностями пружних постійних (δc) кубічних комірок описується диференціальним рівнянням [39]:

$$\rho^0 \delta \ddot{U} - \nabla (C \delta E + \delta C E^0) = -\delta \rho \ddot{U}^0. \quad (10)$$

Із розв'язку рівняння (10) знаходять діаграми напрувленості випромінювання розсіяних хвиль для кубічних комірок [39].

Відсутність теорії комплексної інтерпретації геофізичних полів створює значні труднощі для вилучення корисної інформації із результатів польових геофізичних спостережень [2, 3, 11, 35]. Найважливішим питанням при інтерпретації є пошук обґрунтування принципової можливості виділення із сумарного потенціального геофізичного поля (гравіметрія, магнітометрія) ефектів від об'єкту досліджень і його параметричних характеристик. В сейсмічних методах досліджень кожна точка запису хвильового поля відповідає деякій відбиваючій або заломлюючій швидкісній границі або точці дифракції хвилі і, відповідно, навіть одна точка запису несе в собі певну інформацію про параметри об'єкта досліджень.

При дослідженні геопотенціальних полів вимірювання в одній ізольованій точці взагалі не несуть, по суті, ніякої інформації з точки зору геологічної інтерпретації, так як не зареєстроване в точці спостережень геофізичне поле впливає на все геологічне середовище, що оточує комірку. Корисна інформація може бути вилучена лише із сукупності великої кількості значень. Інтерпретаційні технології в цих методах орієнтовані на подолання суттєвого обмеження області визначення поля і його дискретності та зменшення впливу завад і похибок вимірювань [29, 30].

Аномальний гравітаційний ефект від кубічних комірок об'єкту досліджень оцінюють за формулою [30]:

$$\Delta g(x, y, 0) = \gamma \Delta \rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 s \left[h_k \arctan \frac{a_i b_j}{h_k R_{ijk}} - a_i l_n(R_{ijk} + b_j) - b_j l_n(R_{ijk} + a_j) \right] \quad (11)$$

де γ – гравітаційна постійна; $\Delta \rho$ – надлишкова густина;

$R_{ijk} = (\alpha_i^2 + \beta_j^2 + \eta_k^2)^{1/2}$; $s = (-1)^{i+j+k}$ ($i=1, 2$; $j=1, 2$; $k=1, 2$); $\alpha_i = a_i - x$; $\beta_j = b_j - y$; $\eta_k = h_k - z$; $\alpha_i, \beta_j, \eta_k$ – координати вершини кубічної комірки.

Зареєстроване в точці спостережень гравітаційне поле є сумарним:

$$\Delta g(x, y, 0) = \Delta g_k(x, y, 0) + \Delta g_f(x, y, 0) + \Delta \tilde{g}(x, y, 0), \quad (12)$$

де Δg_k – сумарний аномальний ефект кубічних комірок геологічного об'єкту, що досліджується в точці спостережень; Δg_f – аномальне гравітаційне поле об'єктів, що знаходяться за межами об'єму досліджень; $\Delta \tilde{g}$ – випадкові завади (похибки вимірювань сили тяжіння, похибки апроксимації густини реального геологічного середовища однорідною кубічною коміркою).

Глобальна оптимізація задач інверсії. Розв'язок задач інверсії зводиться до глобальної оптимізації деякого дійсного цільового функціоналу $\Phi(\vec{x})$ ($\vec{x}$ – вектор невідомих параметрів), який визначається сумою різниці квадратів між геофізичними полями зареєстрованими на поверхні землі в точках системи спостережень і чисельними значеннями геофізичних полів, що розраховані для дискретної системи кубічних комірок при прийнятих початкових наближеннях шуканих невідомих параметрів $\vec{x}$. Розв'язок одержаної системи рівнянь здійснюють методом найменших квадратів [4, 15, 29].

Термін "глобальний" при застосуванні до задач інверсії означає, що необхідно знайти найкращу точку для цільового функціоналу $\Phi(\vec{x})$, і не лише локально в межах деякої околиці початкового наближення.

При відсутності інформації про глобальні умови цільового функціоналу ця особливість поставленої задачі глобальної оптимізації робить її надзвичайно складною. Не випадково, що цей напрямок в методах оптимізації виділяють як самостійний в рамках загальної теорії оптимізації [17, 19, 38].

Існуючі методи загальної оптимізації можна умовно розділити на дві групи: класичні (точкові) і інтервальні [26, 38] (рис. 1), які за технічними засобами пошуку глобального мінімуму можна, в свою чергу, розділити на детерміністичні і стохастичні.

При відсутності апріорної інформації про характер глобальної поведінки цільового функціоналу і структури його локальних мінімумів застосовують класичні методи, які ґрунтуються на тому або іншому способі перебору і порівнянні "усіх точок" області визначення невідомих параметрів $\vec{x}$. До них можна віднести методи нерівномірного покриття [16, 17, 34] або різні методи версії "мультистарти" [19]. Метод нерівномірного покриття, якщо відома стала Ліпшица [16, 17], дає гарантований розв'язок, але на практиці цим методом вдається розв'язувати лише задачі невеликої розмірності. Зменшити розмірність задачі можна лише шляхом паралельної реалізації методу нерівномірного покриття на сучасних багатопроцесорних комп'ютерах.

Чисельні експерименти свідчать, що ефективність методу нерівномірного покриття суттєво залежить від константи Ліпшица, яка апріорі невідома і тому використовують її завищені оцінки, що значно ускладнює розрахунки.



Рис. 1. Класифікація алгоритмів глобальної оптимізації

В подальшому було запропоновано методи, які в системі паралельного програмування реалізують пошук глобального мінімуму цільового функціоналу, градієнти якого задовольняють умові Ліпшица [16, 17].

До цих методів можна віднести різні інтервальні методи розв'язку задач інверсії [26, 38], в основі яких лежить адаптивне, у відповідності із стратегією "гілок і границь", дроблення області визначення цільового функціоналу, що оптимізується, і інтервальна оцінка області значень по одержаним підобластям. Подібні інтервальні методи глобальної оптимізації є детермінованими процедурами і дозволяють знаходити двобічні границі як для величини оптимуму, так і для забезпечуючи його значень невідомих параметрів $\vec{x}$, але при невеликій і середній їх розмірності N . Для практичної оптимізації цільових функціоналів великої розмірності невідомих параметрів $\vec{x}$ необхідно застосовувати стохастичні методи. На відміну від детермінованих методів оптимізації, стохастичні методи не дають жорсткої гарантії пошуків глобального мінімуму, але розв'язок задачі можна оцінити з достатньо високою вірогідністю.

Стохастичні методи надзвичайно гнучкі при їх реалізації і дозволяють достатньо швидко і з необхідною точністю знаходити глобальний мінімум цільового функ-

ціоналу. Зокрема, в роботах [26, 38] описані інтервальні стохастичні алгоритми глобальної оптимізації функцій. Класичний метод адаптивного інтервального дроблення, який в своїй основі має стратегію "гілок і границь", залученої із дискретної оптимізації, виявився чутливим до, так званого ефекту "застоювання інтервальної оцінки", коли за значний проміжок часу і, відповідно, за велику кількість ітерацій не вдається одержати суттєвого покращення точності інтервальної оцінки. Це свідчить про те, що традиційні інтервальні алгоритми глобальної оптимізації в задачах інверсії із великою кількістю екстремумів і складним цільовим функціоналом не можуть забезпечити ефективний розв'язок поставленої задачі. Це пояснюється внутрішньою логікою цього алгоритму, коли внаслідок послідовного дроблення множини брусів, які не вміщують насправді оптимум, лише несуттєво покращується інтервальна оцінка. Тому необхідно змінювати процедуру вибору брусу для дроблення. В роботі [38] запропоновані алгоритми: "випадкове інтервальне дроблення" та стохастична відбраковка неперспективних брусів для ефективної інтервальної глобальної оптимізації функцій. Для цього використовувався "алгоритм Метрополіса", який застосовувався для моделювання фізичних процесів відпалювання і кристалізації та інтервальні генетичні методи

[17, 38]. Останні методи не використовують поняття "ген" і не застосовують генетичних операторів, а по своїй суті є алгоритмами еволюційного пошуку. В літературі ці методи відомі як "еволюційне програмування" [10, 26]. Основними об'єктами генетичного алгоритму є окремі індивіди, в нашому випадку – бруски на які дробиться вихідна область визначення невідомих параметрів $\vec{x}$. А дроблення – не що інше як розмноження (в термінах генетичних алгоритмів). Причому, "дітей" завжди повинно бути не менше двох, оскільки інтервальна оцінка не покращується якщо не відбувається зменшення під області визначення цільового функціоналу. Крім того, слід відзначити, що для розмноження необхідний лише один родич, який гине в процесі, а бруси-нащадки повністю заміщують батьків. В якості міри пристосованості вибирають нижню границю інтервальної оцінки цільового функціоналу на бруську. Чим вона краща (чим менша нижня границя), тим більше шансів брусу розмножуватися (бути роздібленим) і тим чисельнішими будуть його нащадки.

Об'єднання інтервальних і стохастичних (рандомізованих) підходів дозволяє створювати принципово нові, більш ефективні методи глобальної оптимізації задач інверсії.

Інформаційне забезпечення інтерпретаційної технології геофізичної томографії.

Ключовою методологічною проблемою сучасної геофізичної томографії є завдання збору, зберігання і передачі геолого-геофізичної інформації та можливість її залучення до інтерпретації даних геофізичних спостережень і створення банку інформації.

Суть концепції єдиного інформаційного забезпечення інтерпретаційної технології геофізичної томографії

можна проілюструвати блок-схемою алгоритму бази даних, який наведений на рис. 2. База даних створюється для узагальнення і аналізу геолого-геофізичної інформації. Методи аналізу інформації реалізовані в межах модулю "Геоінформаційного аналізу", який є органічною складовою бази даних. Програмне забезпечення бази даних дозволяє оперативно включати нові фрагменти даних з метою їх використання для комплексного аналізу. Програмний комплекс "Геоінформаційного аналізу" включає оболонку і функціональні програмні модулі, які динамічно виключаються оболонкою для гнучкої побудови графу обробки даних. Оболонка комплексу задовольняє вимогам до сучасного програмного забезпечення: інтегрованість, об'єктна інтегрованість і уніфікований графічний інтерфейс. Набір функціональних модулів може розширюватися із одночасним включенням в оболонку нових пунктів меню. Модуль "Геоінформаційного аналізу" включає програмні засоби для створення (або вибору раніше створеної) бази даних, для вводу в цю базу картографічної інформації і масових геофізичних, петрофізичних даних, а також засоби статистичного аналізу даних і математичного моделювання. Крім того, згідно із принципом "спадкоємності" в якості апіорної інформації здійснюється аналіз результатів інтерпретації попередніх досліджень. Зокрема, обов'язково аналізують інформацію про результати інтерпретації геофізичних досліджень вздовж опорних і регіональних профілів та надглибоких і глибоких свердловин. На основі всебічного аналізу зібраної інформації здійснюється побудова апіорної фізико-геологічної моделі об'єкту досліджень і вибір початкового наближення невідомих параметрів.

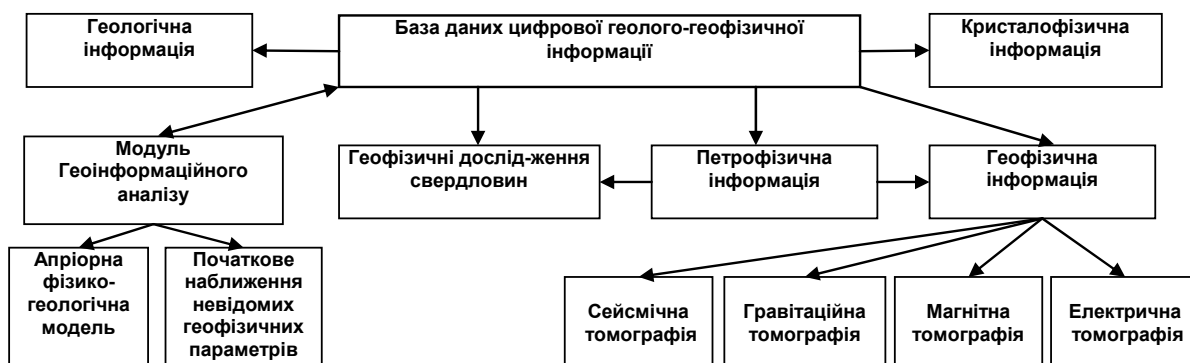


Рис. 2. Алгоритм інформаційного забезпечення бази даних інтерпретаційної технології геофізичної томографії

Висновки. Розроблені методологічні і теоретичні принципи нової інтерпретаційної технології геофізичної томографії, яка ґрунтується на єдиній тривимірній нелінійній динамічній флюїдонасиченій багатокомпонентній ієрархізовано-блоковій анізотропній моделі геологічного середовища із внутрішньопоровим тиском, що знаходиться в складному напруженому стані і під дією високих температур. Ефективні геофізичні параметри такої моделі визначаються методами механіки стохастичного середовища.

Єдина структурно-речовинна модель, максимально наближена до реального геологічного середовища, забезпечує умову просторової спряженості томографічних геофізичних функціоналів.

Визначення структурно-речовинних параметрів моделі здійснюється шляхом розв'язку задач інверсії даних геофізичної томографії. Для підвищення надійності розв'язку задачі інверсії застосовуються нові підходи до розв'язку задачі глобальної оптимізації. Об'єднання інтервальних і стохастичних (рандомізованих) підходів відкриває шлях для створення принципово нових, більш ефективних методів глобальної оптимізації задач інверсії.

Доведено, що ключовою методологічною проблемою сучасної геофізичної томографії, яка в значній мірі визначає її інформативність і достовірність, є необхідність створення цифрової бази даних, яка задовольняє концепції єдиного інформаційного забезпечення інтерпретаційної технології геофізичної томографії і принципу "спадкоємності".

Список використаних джерел:

1. Александров К.С. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород / Александров К.С., Продайвода Г.Т. – Новосибирск, 2000. – 354 с.
2. Анциферов А. В. Комплексирование геофизических методов / Анциферов А. В., Довбняч М. М., Калачник А.А. и др. – Донецк, 2008. – 336 с.
3. Балк П.И. Трёхмерные монтажные технологии интерпретации гравиметрических данных / Балк П.И., Долгаль А.С. // Докл. РАН, 2009. – т. 427, № 3. – С. 380-383.
4. Банди Б. Методы оптимизации / Банди Б. – М.: Радио и связь, 1988. – 128 с.
5. Березкин В.М. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа / Березкин В.М., Киричек М.А., Кунарев А.А. – М.: Недра, 1978. – 223 с.
6. Вахромеев Г.С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений / Вахромеев Г.С. – М.: Недра, 1978. – 152 с.

7. Вахромеев Г.С. Моделирование в разведочной геофизике / Вахромеев Г.С., Давиденко А.Ю. – М.: Недра, 1987. – 192 с.

8. Вишва С.А. Геофизический мониторинг небезпечних геологічних процесів / Вишва С.А. – К, 2004. – 236 с.

9. Галуев В.И. Формирование информационного обеспечения региональных геофизических исследований / Галуев В. И. // Геоинформатика, 2008. – № 3. – С. 53-59.

10. Гладков Л.А. Генетические алгоритмы / Гладков Л.А., Курейчик В.В., Курейчик В.М. – М, 2006.

11. Голыздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры / Голыздра Г.Я. – М, 1984. – 212 с.

12. Голыздра Г.Я. О формулировке задач комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений / Голыздра Г.Я. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980. – № 7. – С. 95-100.

13. Гольдин С.В. К теории лучевой сейсмической томографии: 1. Преобразование радона в полосу и его обращение / Гольдин С.В. // Геология и геофизика, 1996. – т. 37. – № 5. – С. 3-18.

14. Дайнс К.А. Машинная томография в геофизике / Дайнс К.А., Лайте Дж. // ТИИЭР, 1979. – т. 67. – № 7. – С. 103-112.

15. Дэннис Дж. (мл.) Численные методы безусловной оптимизации и решения нелинейных уравнений / Дэннис Дж. (мл.), Шнабель Р. – М, 1988. – 440 с.

16. Евтушенко Ю.Г. Методы решения многокритериальных задач / Евтушенко Ю.Г., Потапов М.А. // Докл. АН СССР, 1986. – т. 291. – № 1. – С. 25-29.

17. Евтушенко Ю.Г. Параллельный поиск глобального экстремума функции многих переменных / Евтушенко Ю.Г., Малков В.У., Станевич А.А. // Вычисл. матем. и мат. физ., 2009. – т. 49. – № 2. – С. 255-269.

18. Елисеев В.А. Расчет лучей, распространяющихся в неоднородной среде / Елисеев В.А. // Акустический журнал, 1964. – т. 10. – вып. 3. – С. 284-292.

19. Жилинскас А.А. Поиск оптимума: компьютер расширяет возможности / Жилинскас А.А., Шалтянис В.Р. – М, 1989.

20. Облогина Т.И. Трехмерная задача кинематики волн в произвольной анизотропной неоднородной среде / Облогина Т.И., Пион В.Б., Юдакин Л.А. // Вест. МГУ, 1974. – № 3. – С. 93-99.

21. Козленко В.Г. Об основах комплексирования сейсмометрии и гравиметрии / Козленко В.Г. // Геофизика, 2003. – № 4. – С. 59-61.

22. Комплексирование методов разведочной геофизики: справочник геофизика / Под ред. Бродового В. В., Никитина А.А. – М, 1984. – 384 с.

23. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия / Красовский С. С. – К, 1989. – 248 с.

24. Липилин А.В. Система обработки и интерпретации геофизических данных при создании Государственной сети опорных геофизических профилей / Липилин А. В. // Геофизика, 2002. – № 3. – С. 27-31.

25. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики / Марчук Г.И. – М, 1989. – 608 с.

26. Панов Н. В. Объединение стохастических и интервальных подходов для решения задач глобальной оптимизации функций / Панов Н. В. // Вычислительные технологии, 2009. – т. 14. – № 5. – С. 49-65.

27. Продайвода Г.Т. Основы сейсмоакустики / Продайвода Г.Т. – К.: ВПЦ "Київ. ун-т", 2001. – 296 с.

28. Продайвода Г.Т. Математичне моделювання геофізичних параметрів / Продайвода Г.Т., Вишва С.А. – К.: ВПЦ "Київ. ун-т", 1999. – 112 с.

29. Продайвода Г.Т. Проблеми геофізики природних і техногенних катастроф / Продайвода Г.Т., Вишва С.А. // Наук. зап. КНУ, 2004. – т. 3. – С. 162-169.

30. Продайвода Г.Т. Гравіметричний метод гео картування структурно-речовинних комплексів Українського щита / Продайвода Г. Т., Гришук П. І. // Вісник КНУ, геологія, 2007. – вип. 41. – С. 7-10.

31. Сейсмическая томография / Под ред. Г. Нолета. – М.: Мир, 1990. – 416 с.

32. Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы / Отв. ред. Старостенко В.И., Шванцара Я. – К.: Наук. думка, 1994. – 320 с.

33. Старостенко В.И. Комплексная интерпретация сейсмометрии и гравиметрии. Принципы и методика / Старостенко В.И., Костюкевич А.С., Козленко В.Г. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1988. – № 4. – С. 33-49.

34. Сухарев А.Г. Минимальные алгоритмы в задачах численного анализа / Сухарев А.Г. – М.: Наука, 1989. – 304 с.

35. Тархов А.Г. Принципы комплексирования в разведочной геофизике / Сухарев А.Г. – М.: Недра, 1977. – 221 с.

36. Троян В.Н. Дифракционная томография: построение и интерпретация топографических функционалов / Троян В.Н., Рыжиков Г.А. // Зап. научн. семинаров ПОМИ, 1994. – т. 218. – вып. 24. – С. 176-196.

37. Хорошун Л.П. Нелинейные свойства композитных материалов стохастической структуры / Хорошун Л.П., Маслов Б.П. – К, 1993. – 132 с.

38. Шарый С.П. Рандомизированные алгоритмы в интервальной глобальной оптимизации / Шарый С.П. // Сибир. журн. вычисл. матем., 2008. – т. 11. – № 4. – С. 457-474.

39. Gibson R.L. Elastic Wave Scattering by Anisotropic Obstacles: Application of Fractured Volumes / Gibson R.L., Ben-Menahem A. // Geoph. Res. – 1981. – v. 96. – № 12. – P. 905-924.

40. Mahdavi-Amiri N. Constrained Nonlinear Least Squares: An Exact Penalte Approach with Projected Structured Quasi-Newton Updates / Mahdavi-Amiri N., Bartels R.H. // ACM Trans. Mathem. Software, 1989. – v. 15. – № 3. – P. 220-242.

41. Wu Ru-Shan Diffraction Tomography and Multisource Holography Applied to Seismic Imaging / Wu Ru-Shan, Tosko M.N. // Geophysics, 1987. – v. 52. – № 1. – P. 11-25.

Надійшла до редколегії 07.03.13.

С. Вышва, д-р геол. наук, Г. Продайвода, д-р физ.-мат. наук, И. Виршило, канд. геол. наук, О. Козинова, инж. 1 кат. Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев

ПРОБЛЕМЫ ИНФОРМАЦИОННОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

В статье рассматривается новая интерпретационная технология геофизической томографии. Технология основана на трехмерной нелинейной динамической анизотропной модели среды. Показаны теоретические и методические принципы разработки для некоторых геофизических задач.

S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), G. Prodaivoda, Dr. Sci. (Phys.-Math.), I. Virshilo, Cand. Sci. (Geol.), O. Kozionova, Engineer
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv

THE PROBLEMS OF INFORMATION SUPPORT OF GEOPHYSICAL TOMOGRAPHY INTERPRETIVE TECHNOLOGIES

New interpretation technology of geophysical tomography is considered in the paper. Technology based on 3-dimensional nonlinear dynamic and anisotropic model. Theoretical and methodological developing principles are shown for a number of geophysical applications.