

Харківський національний університет імені В.Н.Каразіна
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

ПОЛЬОВА ГЕОФІЗИКА
(навчальний посібник)

Харків 2024

ВСТУП

Геофізичні методи розвідки засновані на вивченні розподілу природних і штучних фізичних полів: сили тяжіння, магнітного, електричних пружних хвиль, теплового, радіоактивного випромінювання та ін. Ці методи були створені на початку XX століття на базі комплексу наук про Землю: геомагнетизму (вчення про земне магнітне поле), гравіметрії (вчення про поле сили тяжіння), сейсмології (вчення про землетруси) та інші, об'єднаних під загальною назвою геофізика.

В основу досліджуваних геофізичних полів покладені наступні фундаментальні закони фізики: гравітаційне і магнітне тяжіння, електромагнітна індукція, відбиття, заломлення і дифракція пружних хвиль, радіоактивне випромінювання та ін. У фізиці ці закони розглядаються стосовно простих умов: середовища, в якому вони діють, у фізичному відношенні приймаються за однорідні. Геологічні ж розрізи у фізичному відношенні є істотно неоднорідними середовищами, що сильно ускладнює практичне використання цих законів. Тому для застосування геофізичних методів (окрім складної фізико-математичної теорії) необхідна високоточна апаратура з елементами електроніки, точної механіки, оптики та обчислювальної техніки: обробку одержаних матеріалів виконують на потужних електронних обчислювальних машинах.

Геофізичні методи розвідки можна розділити на дві самостійні галузі: польові геофізичні методи розвідки, коротко, польова геофізика, та геофізичні дослідження в свердловинах, коротко, промислова геофізика, або каротаж.

Польова геофізика включає до себе комплекс методів, які застосовуються з метою вивчення геологічних розрізів з поверхні Землі (наземні або морські зйомки) або у повітрі (аерозйомки). В залежності від природи геофізичних полів, що вивчаються, методи поділяються на гравіметричну розвідку – вивчення природного поля сили тяжіння; магнітну розвідку – вивчення розподілу природного геомагнітного поля; електричну розвідку – використання як природних, так і штучно створених електромагнітних полів; сейсмічну

розвідку – вивчення полів пружних коливань, штучно збуджених вибухом заряду вибухової речовини, ударами, механічними вібраціями тощо; радіометричну розвідку – використання прояву природної радіоактивності гірських порід та ін.

Геофізичні методи – одні з найбільш прогресивних і сучасних засобів вивчення земних надр і широко застосовуються при пошуках і розвідці різних корисних копалин: вугілля, залізних, радіоактивних та інших руд, рідкісних і дорогоцінних металів тощо. Але особливо велику і все зростаючу роль вони мають при пошуках і розвідці родовищ нафти і газу, які залягають на великих глибинах і перекриті потужними товщами порід, що залягають вище. Часто скопчення нафти і газу приурочені до певних структурних умов і тому однією із задач геофізичних методів є вивчення характеру залягання геологічних напластунків (структурна геофізика).

Основна задача структурної геофізики – пошуки і розвідка нафтогазоперспективних структур і підготовка їх під глибоке розвідувальне буріння. Поряд з цим поклади нафти і газу викликають зміни фізичних властивостей колекторів, що їх містять (щільності, питомого електричного опору, швидкості пружних хвиль та ін.), а вертикальна міграція вуглеводнів призводить до зміни фізичних властивостей потужних товщ порід, що залягають вище. Ці зміни фізичних властивостей позначаються на характеристиках досліджуваних геофізичних полів, які можна використовувати для прогнозу речового складу і продуктивності відкладень. Новий напрямок застосування польових геофізичних методів розвідки, заснований на використанні особливостей геофізичних полів для вивчення речовинного складу і нафтогазопродуктивності гірських порід, називається прогнозуванням геологічного розрізу (ПГР).

Геофізичні дослідження в свердловинах включають різноманітний комплекс вимірювань, найважливіші з яких електричні методи, за їх допомогою вимірюють питомий електричний опір гірських порід, електрохімічні і штучно викликану активність та ін.; радіоактивні (ядерні) методи, при яких вимірюють природну або штучно викликану радіоактивність порід; методи термометрії,

засновані на вивченні температури гірських порід в свердловинах; акустичний метод, при якому вивчають швидкість і затухання пружних хвиль в породах; магнітний метод, заснований на вимірюванні магнітної сприйнятливості гірських порід тощо.

Основні геологорозвідувальні задачі, що вирішуються за допомогою геофізичних досліджень в свердловинах, включають до себе: вивчення розрізу, визначення літології й глибини залягання пройдених свердловиною гірських порід; виділення нафтогазоносних пластів і оцінка запасів нафти і газу в них; контроль за розробкою родовищ нафти і газу та ін. Крім того, геофізичні дослідження свердловин – важлива складова частина робіт з метою технічного контролю буріння і стану свердловин: визначення діаметру свердловин, викривлення їх ствола, якості цементування позатрубного простору тощо. На сьогодні геофізичні дослідження є невід’ємною частиною буріння всіх нафтових і газових свердловин. Завдяки використанню геофізичних досліджень стало можливим значно скоротити відбір зразків гірських порід (керну) при бурінні глибоких розвідувальних свердловин і перейти на безкернове буріння експлуатаційних свердловин, досягаючи тим самим великого економічного ефекту за рахунок істотного збільшення швидкості буріння. Розвивається напрямок комплексування ГІС з польовими геофізичними методами, особливо з сейсморозвідкою.

ЧАСТИНА ПЕРША

ПОЛЬОВА ГЕОФІЗИКА

РОЗДІЛ 1

ГРАВІРОЗВІДКА

РОЗДІЛ 1

ФІЗИЧНІ І ГЕОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ГРАВІРОЗВІДКИ

Гравіметрична розвідка (скорочено – гравірозовідка) заснована на) вивченні надзвичайно малих збурень (аномалій) гравітаційного поля Землі (називають також полем сили тяжіння), зумовлених відмінністю щільності гірських порід, які знаходяться в середині Землі. Геологорозвідувальне значення гравірозовідки полягає в тому, що багато антиклінальних складок та інші геологічні структури, які мають інтерес при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин, а також самі поклади корисних копалин знаходять відображення у гравітаційному полі, що вимірюється на поверхні Землі, у вигляді позитивних або негативних аномалій різних розмірів й інтенсивності. Ці аномалії дуже малі і часто не перевищують 1/1 000 000 частку від повного значення сили тяжіння на поверхні Землі. Тому для виявлення гравітаційних ефектів від геологічних об'єктів, які нас цікавлять, необхідна дуже висока точність польових вимірювань, яка досягається застосуванням високочутливих приладів, так званих гравіметрів і гравітаційних варіометрів.

Вивчення гравірозовідки ми починаємо із загальних законів, які визначають розподіл поля сили тяжіння на поверхні Землі.

1.1. Сила тяжіння, потенціал сили тяжіння

Сила тяжіння та її складові. Поле сили тяжіння – природне фізичне поле Землі. Його дія проявляється в тому, що на будь-яку масу m , яка знаходиться в довільній точці P на поверхні Землі, діє сила, що дорівнює $\vec{P} = m\vec{g}$, так звана сила тяжіння, де g - прискорення вільного падіння.

Сила тяжіння (рис. 1.1) є рівнодіючою двох сил: сили тяжіння $\vec{F}_T$ і відцентрової сили $\vec{F}_e$; вісь поєднана з віссю Землі, а початок координат O – з центром тяжіння Землі.

Згідно даному визначенню сили тяжіння

$$\vec{P} = \vec{F}_T + \vec{F}_e \quad (1.1)$$

У загальному випадку напрямок сили тяжіння відхиляється від напрямку до центру Землі на деякий кут α (рис. 1.1). Це зумовлено двома причинами: впливом відцентрової сили і відмінністю істинної фігури Землі від форми шару. У гравірозвідці за теоретичну фігуру Землі прийнято так званий сфероїд – сфера, сплюснута у геофізичних полюсах. Для земного сфероїда Міжнародною асоціацією геодезії встановлені наступні параметри: маса – $M = 5,974 \cdot 10^{24}$ кг, екваторіальний радіус $a = 6378$ км, полярний радіус $b = 6357$ км, коефіцієнт стиснення (сплюсності біля полюсів) $\alpha = (a - b) / a \approx 1 / 298,25$, середній радіус R , визначений як радіус шару того ж об'єму, що і об'єм земного сфероїда, $R = 6371$ км.

Розглянемо більш докладно складові сили тяжіння.

Сила тяжіння. Як відомо з курсу фізики, сила тяжіння, яка діє між двома матеріальними точками (точеними масами) з масами m_1 і m_2 , які знаходяться на відстані r одна від одної, обчислюється згідно закону Ньютона за формулою:

$$F_n = G m_1 m_2 / r^2, \quad (1.2)$$

і спрямована по прямій, яка з'єднує ці маси.

Константа G , яка входить в (1.2), називається гравітаційною постійною і дорівнює $66,7 \times 10^{-12}$ м³.кгс². За своїм фізичним змістом гравітаційна постійна – це сила, яка діє між двома одиничними масами ($m_1 = m_2 = 1$); які перебувають на відстані одна від одної 1 м.

При обчисленні сили тяжіння земним сфероїдом його слід розбити на нескінченно малі об'єми, в кожному з яких заключена елементарна (точкова) маса m , знайти сили тяжіння ΔF_n , які створюються кожною елементарною масою, і результат підсумувати. Оскільки напрямки елементарних сил тяжіння різні, їх не можна підсумувати арифметично. Це можна зробити тільки у

відношенні складових, які діють уздовж одних і тих самих напрямків: наприклад, уздовж осей x , y і z . Ці складові позначимо відповідно через F_{nx} , F_{ny} і F_{nz} , причому $F_{nx} = \sum \Delta F_{nx}$ і т.д.

Повне значення сили тяжіння в точці P :

$$F_n = \sqrt{F_{nx}^2 + F_{ny}^2 + F_{nz}^2}. \quad (1.3)$$

Відомо, що однорідна куля (або куля, яка складається із однорідних за щільністю концентричних шарів) притягує так само, як і еквівалентна точкова маса, поміщена в центрі цієї кулі. Отже, згідно (1.2) сила тяжіння однорідною кулею, яка знаходиться на його поверхні точкової маси:

$$F_n = GMm / R^2, \quad (1.4)$$

де M – маса кулі; R – її радіус.

Земля за формою близька до кулі і, мабуть, складається із концентричних шарів, які при певних припущеннях можна приймати в якості однорідних. Тому в грубому наближенні формула (1.4) дозволяє оцінити силу земного тяжіння і вважати, що вона спрямована до центру Землі.

Відцентрова сила. На одиничну масу ($m = 1$), яка перебуває в точці P , діє відцентрова сила, яка спрямована по перпендикуляру до осі обертання (рис. 1.1):

$$F_g = \omega^2 r = v^2 / r, \quad (1.5)$$

де r – відстань точки P від осі обертання; ω і v – кутова та лінійна швидкості обертання Землі.

Кутова швидкість

$$\omega = 2\pi / T \quad (1.6)$$

де T – період обертання Землі, який дещо менший за календарну добу (24 год) і складає 86 164 с (в календарній добі 86 400 с).

Лінійна швидкість обертання Землі залежить від широти: на екваторі вона максимальна ($v = 460$ м/с) і дорівнює нулю на географічних полюсах. Відцентрова сила має тільки горизонтальні складові F_{nx} і F_{ny} , а вертикальна складова $F_{nz} = 0$.

Напруженість гравітаційного поля. В гравірознавстві вимірюють вертикальну складову прискорення вільного падіння g . Прискорення вільного падіння – вектор і за своїм фізичним сенсом являє собою силу, що діє на одиничну масу ($m = 1$). Таким чином, прискорення вільного падіння являє собою напруженість гравітаційного поля і вимірюється в м/с^2 .

Одиницею виміру прискорення вільного падіння є м/с^2 . В гравірознавстві використовують позасистемну одиницю, яка носить назву гал (Гал) – в честь знаменитого італійського ученого Галілея, який вперше виміряв величину прискорення сили тяжіння. Аномалії гравітаційного поля, які вивчає гравіметрична розвідка, можуть бути в тисячі і більше разів меншими одного гала. Тому за основну одиницю вимірювання використовується мілігал (мГал); $1 \text{ мГал} = 10^{-3} \text{ Гал} = 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

Складові прискорення сили тяжіння по осях x , y та z можна записати наступним чином:

$$\begin{aligned} g_x &= g \cos(gx); \\ g_y &= g \cos(gy); \\ g_z &= g \cos(gz), \end{aligned} \tag{1.7}$$

де gx – кут між напрямком сили тяжіння та віссю x і т.д.; g_x і g_y – горизонтальні, а g_z – вертикальна складова сили тяжіння. g_z чисельно дорівнює прискоренню вільного падіння, яке і вимірюють в гравірознавстві.

Повне значення прискорення вільного падіння:

$$g = \sqrt{g_x^2 + g_y^2 + g_z^2}. \tag{1.8}$$

Прискорення вільного падіння на поверхні однорідної Землі, вважаючи її в першому наближенні кулею,

$$g = GM / R^2, \tag{1.9}$$

де R – середній радіус Землі; G – гравітаційна постійна, спрямована по радіусу R до центру Землі.

При подальшому викладенні прискорення вільного падіння, як і прийнято в гравірознавстві коротко будемо називати силою тяжіння.

Потенціал сили тяжіння. Геоїд. Багато силових полів, в тому числі гравітаційне, магнітне та електричне, напруженість яких залежить тільки від

координат точок простору, зручно характеризувати через скалярну функцію, що носить назву *потенціал поля*. Потенціал пов'язаний із напруженістю поля наступним чином: швидкість зміни значень потенціалу уздовж будь-якого напрямку дорівнює проекції (складовій) вектора напруженості поля на цей напрямок. Математично складові напруженості поля виражаються через приватні похідні по x , y та z від функції, для якої визначений потенціал.

Оскільки за своїм фізичним сенсом прискорення сили тяжіння, як було сказано вище, можна розглядати як напруженість гравітаційного поля, складові g_x , g_y і g_z через гравітаційний потенціал W можна виразити наступним чином:

$$\begin{aligned}\partial W / \partial x &= g \cos(gx) = g_x; \\ \partial W / \partial y &= g \cos(gy) = g_y; \\ \partial W / \partial z &= g \cos(gz) = g_z.\end{aligned}\tag{1.10}$$

В полі сили тяжіння можна провести поверхню, в будь-якій точці якої потенціал W при майже одних і тих же значеннях, тобто $W(x, y, z) = \text{const}$. Така поверхня називається рівневою поверхнею. В її назві відображено важливу властивість поверхні рівного потенціалу: в будь-якій її точці сила тяжіння завжди спрямована нормально (перпендикулярно) до екіпотенційної поверхні, як і у випадку рівня, що встановився, в налитій в посудину рідині. Слід мати на увазі, що сама величина сили тяжіння від точки до точки рівневої поверхні (на відміну від потенціалу сили тяжіння) може змінюватися.

Вочевидь, в просторі можна провести незліченну множину рівневих поверхонь, які різняться значеннями потенціалу W . Одна з них співпадає з незбуреною поверхнею океану і носить назву геоїд. В межах суші геоїд має складну конфігурацію, яку подумки можна уявити як поверхню рівня води, що встановився в незліченних вузьких каналах, проритих під сушею і сполучених з відкритим морем. Поверхня геоїду не співпадає з поверхнею земного сфероїда. Однак, ці відмінності незначні: в середньому вони складають ± 50 м, а максимальне відхилення не перевищує ± 100 м.

Потенціал сили тяжіння (подібно тому, як це було раніше зроблено для сили тяжіння) можна виразити через суму потенціалів поля тяжіння і поля відцентрової сили. В загальному випадку вираз для потенціалу W виявляється

доволі складним. Тому обмежемося формулою потенціалу тяжіння Землі V , вважаючи її в першому наближенні кулею,

$$V = GM/R, \quad (1.11),$$

де R – радіус Землі, G - гравітаційна постійна.

В тому, що (1.11) визначає потенціал сили тяжіння, легко переконатися, якщо продиференціювати його по R , то одержимо (1.9).

Потенціал V набуває максимального значення в центрі Землі, при віддаленні від центру Землі він безперервно убыває.

1.2. Нормальне значення сили тяжіння

Теоретичне значення сили тяжіння, обчислене для поверхні Землі в припущенні, що вона однорідна або складається із однорідних за щільністю концентричних шарів, називається *нормальною силою тяжіння* і позначається γ_0 . Французький математик і астроном А. К. Клеро одержав наближену формулу нормального значення сили тяжіння на поверхні однорідної Землі в формі кулі:

$$\gamma_0 = \gamma (1 + \beta \sin^2 \varphi). \quad (1.12)$$

Коефіцієнт β в (1.12) визначає відносний надлишок значення сили тяжіння на полюсі порівняно з її значенням на екваторі (γ_e); φ - географічна широта точки спостереження. Величина β наближено дорівнює $1/189$.

В гравірозвідці використовують більш точну формулу, яка визначає значення сили тяжіння на поверхні однорідного земного сфероїда. Стискання земного сфероїда враховано в (1.12) додатковим третім членом:

$$\gamma_0 = \gamma (1 + \beta_1 \sin^2 \varphi - \beta_2 \sin^4 \varphi). \quad (1.13)$$

Коефіцієнти γ_e, β_1 і β_2 , які входять в (1.13), визначені експериментально.

Інструкцією по гравірозвідці, що діє на сьогодні, нормальні значення сили тяжіння на території нашої країни рекомендовано визначати за модифікованою формулою Гельмерта:

$$\gamma_0 = 978,016 (1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^4 \varphi). \quad (1.14)$$

1.3. Редукції і аномалії сили тяжіння

Силу тяжіння зазвичай вимірюють на фізичній поверхні Землі, тоді як теоретичні (нормальні) її значення вираховують для поверхні земного сфероїда, яка близька до рівня моря. При вирахуванні аномалій сили тяжіння приводять спостережні і нормальні значення сили тяжіння до єдиної поверхні шляхом введення спеціальних поправок (рис. 2). Таке приведення, назване редуцируванням сили тяжіння, припускає уведення поправок за висоту, проміжний шар і деякі інші. Зазвичай значення нормального поля приводять до висоти точки спостереження.

РИС

Рис. 2. Редукування сили тяжіння

Поправка на висоту. Поправкою на висоту δg_h враховують тільки перевищення пункту спостереження над рівнем моря. При цьому приймають, що між фізичною поверхнею і поверхнею рівня моря немає ніяких мас, які б притягували, тобто увесь простір між ними як би заповнений повітрям. Тому дану поправку часто називають **поправкою за вільне повітря**.

З урахуванням (1.9) поправка за висоту пункту спостереження

$$\delta g_h = G M \left(\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+h)^2} \right) = 2 G M h / R^3 = 2 \gamma_0 h / R, \quad (1.15)$$

де M – маса Землі; R – середній радіус Землі; при обчисленні вираз (1.15) враховується, що висота $h \ll R$.

Вважаючи $\gamma_0 = 980\,000 \text{ мГал}$, $R = 6371 \cdot 10^3 \text{ м}$, одержимо

$$\delta g_h \approx 0,3086 \text{ мГал}. \quad (1.16)$$

Як випливає із (1.16), зміна сили тяжіння на 1 м висоти складає приблизно 0,3 мГал. Поправку на висоту слід брати із знаком плюс, якщо пункт спостереження знаходиться нижче рівня моря і із знаком мінус – якщо вище рівня моря.

Поправка за проміжний шар. Тяжіння мас, які розташовані між фізичною поверхнею і рівнем моря, враховують за допомогою поправки за проміжний шар:

$$\partial n_{\sigma} = 2\pi\sigma_n h = 0,0419 \sigma_n h, \text{ мГал}, \quad (1.17)$$

де σ_n – щільність порід проміжного шару, г/см^3 .

Ця поправка обчислена в припущенні, що маси, які притягуються між фізичною поверхнею і рівнем моря, знаходяться в горизонтальному шарі нескінченного простирання, потужність якого дорівнює перевищенню пункту спостереження над рівнем моря. Оскільки тяжіння проміжного шару викликає збільшення значення сили тяжіння в точці спостереження, цю поправку слід відняти, якщо пункт спостереження знаходиться вище рівня моря і додати – якщо нижче його.

Поправка Буге. Сумарна поправка за висоту і проміжний шар називається поправкою Буге:

$$\partial g_{\sigma} = (0,3096 - 0,0419 \sigma_n) h. \quad (1.18)$$

Поправка за рельєф. В районах із сильно пересіченою місцевістю потрібно ввести спеціальні поправки, які будуть враховувати дійсний розподіл мас між фізичною поверхнею і рівнем моря. Відповідна поправка називається поправкою за оточуючий рельєф. Її сенс полягає в наступному: коли точка спостереження розташована на локальній височині, тобто вище оточуючих мас, на гравіметр діє додаткове тяжіння, спрямоване униз, і відлік по гравіметру буде більшим порівняно із випадком, коли точка спостереження знаходиться на тій самій висоті, але на рівній поверхні; і навпаки, коли точка спостереження розташована в локальній западині, тобто нижче оточуючих мас, то на гравіметр діє додаткове тяжіння, спрямоване угору, і відлік по гравіметру буде меншим, ніж якщо б оточуючі гравіметр маси були відсутні.

Розрахунок поправок на рельєфі проводиться за складними формулами і потребує достатньо повної інформації щодо рельєфу. Неточне значення поправок за рельєф – одна із найбільш важливих причин, які обмежують точність гравіметричних зйомок, особливо в районах із сильно пересіченим рельєфом.

Поправка на тяжіння Сонця і Місяця. Протягом дня положення Сонця і Місяця відносно точки спостереження змінюється і це призводить до зміни гравітаційного тяжіння, створеного цими тілами. За рахунок зміни гравітаційного тяжіння Сонця і Місяця в твердій оболонці Землі виникають

припливні ефекти з амплітудою до 0,25 м. Вплив сонячно-місячного тяжіння враховують уведенням спеціальної поправки. Максимальна поправка за тяжіння Сонці складає близько 0,01 мГал, Місяця – 0,25 мГал.

Аномалія сили тяжіння. Аномалією сили тяжіння в гравірозвідці називається різниця між значеннями сили тяжіння яке спостерігається (вимірюється), і теоретичним:

$$\Delta g_a = g_H - \gamma_0, \quad (1.19)$$

де γ_0 і g_H – нормальне і спостережене значення сили тяжіння.

Значення сили тяжіння, яке спостерігається, включає нормальне поле і поле, створене неоднорідними масами, які знаходяться в середині Землі. Віднімаючи із поля, яке спостерігається, нормальне поле, одержують аномалії сили тяжіння, які показують розподіл щільнісних неоднорідностей в середині Землі, тобто містять інформацію про її внутрішню будову.

Аномалія сили тяжіння з поправкою Буге (1.18) називається аномалією в редукції Буге (коротко аномалія Буге):

$$\Delta g_b = g_H - [\gamma_0 + (0,3086 + 0,0419 \sigma_n h)]. \quad (1.20)$$

При складанні зведеної карти аномалій Буге по великому регіону щільність проміжного шару береться рівною середньому значенню щільності верхньої частини земної кори ($2,67 \text{ г/см}^3$). В районах, де кристалічні породи перекриті потужним чохлам осадових утворень, складають карти аномалій Буге з щільністю проміжного шару $2,3 \text{ г/см}^3$ – середньою щільністю осадових порід. По окремих розвідувальних площах для того, щоб більш повно показати в полі сили тяжіння локальних геологічних структур, складають карти аномалій Буге з рельною щільністю порід, що складають приповерхневу частину розрізу що вивчається.

В окремих випадках аномалії сили тяжіння формують тільки з поправкою за висоту, які називаються аномаліями в редукції Фая (коротко, аномалії Фая). Аномалія Фая

$$\Delta g_{\Phi} = g_H - (\gamma_0 - 0,3086 h) = g_H - \gamma_0 + 0,3086 h. \quad (1.21)$$

Для геологічної інтерпретації карти аномалій сили тяжіння в редукції Фая використовуються порівняно рідко.

1.4. Другі похідні потенціалу сили тяжіння

В гравірозвідці крім сили тяжіння широко використовують величини, які характеризують бистроту (швидкість) зміни сили тяжіння по якомусь напрямку. Ці величини називаються **другими похідними потенціалу сили тяжіння**. За своїм гравіметричним змістом вони поділяються на градієнти та кривизни.

Градієнт сили тяжіння – вектор, який характеризує величину і напрямок максимальної зміни сил тяжіння в просторі. Проекції цього вектора на осі x , y і z виражаються похідними по $\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z$

Оскільки складові сили тяжіння, згідно (1.10), самі є похідними від потенціалу сили тяжіння, то проекції градієнту на координатні вісі являють собою похідні від похідних потенціалу сили тяжіння, тобто **другі похідні потенціалу сили тяжіння**.

В гравірозвідці при інтерпретації використовують складові градієнта вертикальної складової сили тяжіння по осях координат x , y і z :

$$\begin{aligned} W_{xz} &= \frac{\partial g_z}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial W}{\partial z} \right) = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}; \\ W_{yz} &= \frac{\partial g_z}{\partial y} = \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z}; \\ W_{zz} &= \frac{\partial g_z}{\partial z} = \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}. \end{aligned} \quad (1.22)$$

Горизонтальні складові градієнта W_{xz} і W_{yz} визначають швидкість зміни вертикальної складової сили тяжіння в напрямку вісі x , y і z , і коротко називають *горизонтальними градієнтами сили тяжіння*; вертикальна складова градієнта W_{zz} характеризує швидкість зміни вертикальної складової сили тяжіння, і її коротко називають *вертикальним градієнтом сили тяжіння*. Геометрична сума горизонтальних градієнтів W_{xz} і W_{yz} дозволяє визначити величину і напрямок найшвидшої зміни вертикальної складової сили тяжіння на площині спостережень.

Другі похідні потенціалу сили $\partial^2 W / \partial x^2$, $\partial^2 W / \partial y^2$, $\partial^2 W / \partial x \partial y$ пов'язані з кривизною, а, отже, і формою рівневої поверхні і називаються *кривизною*. Вимірювання цих других похідних дає змогу визначити істину фігуру Землі.

Позасистемною одиницею вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння служить Етвеш (Е). Один етвеш (1 Е) відповідає зміні сили тяжіння в 0,1 мГал на відстані 1 км, тобто $1 \text{ Е} = 10^{-9} \text{ с}^{-2}$.

Контрольні запитання

1. Які складові має сила тяжіння? Покажіть їх графічно.
2. Який фізичний зміст має прискорення вільного падіння? В яких одиницях його виражають в гравірозвідці?
3. Що таке потенціал сили тяжіння? Як він пов'язаний із складовими сили тяжіння?
4. Що таке рівнева поверхня поля сили тяжіння? Якими властивостями вона характеризується?
5. Яка фігура прийнята в гравірозвідці за теоретичну фігуру Землі? В чому полягає відмінність цієї поверхні від геоїда?
6. Що таке нормальне значення сили тяжіння? Поясніть причини змін нормальних значень сили тяжіння на теоретичній поверхні Землі.
7. Наведіть формули нормальних значень сили тяжіння, які використовуються в гравірозвідці. В чому полягає відмінність цих формул?
8. Чим викликана необхідність введення поправок при обчисленні аномалій сили тяжіння? Назвіть ці поправки і поясніть їх суть.
9. Запишіть аномалії сили тяжіння в редукції Буге і Фая. Які з них основні в гравірозвідці і чому?
10. Запишіть другі похідні потенціалу сили тяжіння і поясніть який вони мають фізичний зміст? В яких одиницях їх вимірюють в гравірозвідці?
11. Поясніть, як щільність гірських порід пов'язана із аномаліями сили тяжіння?

РОЗДІЛ 2

АПАРАТУРА І МЕТОДИКА ГРАВІМЕТРИЧНИХ ЗЙОМОК

2.1. Способи вимірювання сили тяжіння й інших похідних потенціалу сили тяжіння

Способи вимірювання сили тяжіння поділяються на динамічні і статичні. В динамічних способах спостерігається рух тіла під дією сили тяжіння. Безпосередньо величиною, яка вимірюється в них, є період коливання фізичного маятника, або час вільного падіння тіла, або частота коливання струни і т.д. В статичних способах спостерігають зміну положення рівноваги тіла під дією сили тяжіння і деякої сили, що її урівноважує. Безпосередньо величиною, яка вимірюється в них, є лінійне або кутове зміщення постійної маси.

Прилади для вимірювання сили тяжіння називають гравіметрами. Гравіметри, в яких використані динамічні принципи вимірювання сили тяжіння, називаються *динамічними*, а гравіметри, в яких використані статичні принципи – *статичними*.

Визначення сили тяжіння виконують абсолютним і відносним способами. При абсолютних визначеннях вимірюють модуль повної величини сили тяжіння g в даному пункті спостереження. При відносних визначеннях вимірюють приріст $\Delta g = g_2 - g_1$ сили тяжіння в двох пунктах спостереження. Динамічні методи вимірювання сили тяжіння можуть бути як абсолютними, так і відносними, а статичні – тільки відносними.

В гравірозвідці всі польові вимірювання (гравіметричні зйомки поки що виконують у вигляді відносних визначень сили тяжіння. Абсолютні визначення, які необхідні для перерахунку приросту сили тяжіння в їх повні значення, виконують тільки в стаціонарних геофізичних обсерваторіях.

Динамічні способи вимірювання сили тяжіння. Розглянемо динамічний спосіб вимірювання сили тяжіння, який заснований на спостереженні періоду T коливань фізичного маятника. Як відомо з курсу фізики, період T пов'язаний із прискоренням вільного падіння формулою

$$T = 2\pi \sqrt{L/g}, \quad (2.1)$$

де L – приведена довжина маятника

Період коливань і приведену довжину маятника необхідно виміряти з дуже високою точністю: якщо точність вимірювання задана в 1 мГал, то T і L повинні бути виміряні з точністю не менше 10^{-6} с та 1 мкм.

За допомогою маятника можна виконувати як абсолютні, так і відносні визначення сили тяжіння. Для абсолютних визначень використовують *оборотні маятники*, але спостереження з ними дуже громіздкі і їх можна виконати лише в стаціонарних геофізичних обсерваторіях.

Другий динамічний спосіб вимірювання сили тяжіння заснований на вивченні *часу вільного падіння тіла*, який пов'язаний з прискоренням вільного падіння і шляхом що проходить тіло під час падіння:

$$s = gt^2 / 2. \quad (2.2)$$

Прилад, в якому використовується принцип вільного падіння тіл, називається *балістичним гравіметром*. Він дозволяє робити абсолютні визначення сили тяжіння. Принцип приладу полягає в наступному (рис. 3).

РИС

Рис. 3. Схема балістичного гравіметра

У вертикальній циліндричній вакуумній камері заввишки приблизно 50 см падає скляна призма 2 (кутовий відбивач). Шляхи падіння призми вимірюють за допомогою лазерного інтерферометра, а час падіння – за допомогою атомних часів 5. Пучок когерентного світла від лазера 1 за допомогою напівпрозорого дзеркала 3 розділяється на два пучка, які проходять різні шляхи а потім зводяться разом. В результаті буде спостерігатися інтерференційна картина у вигляді чергування світлих і темних смуг. Число інтерференційних смуг N пов'язане з різницею ходу оптичних променів Δ і довжиною хвилі світла λ співвідношенням $\Delta = N\lambda$. Вимірюючи число інтерференційних смуг, легко визначити шляхи, які проходить призма при падінні в різні моменти часу. Інтерференційна картина реєструється в спеціальному пристрої – фотоблоці 4 гравіметра. Точність вимірювання сили

тяжіння балістичним гравіметром дуже висока: на сьогодні вона складає близько мікрогала ($1 \text{ мкГал} = 0,001 \text{ мГал}$); є можливості для подальшого її підвищення. Час одного вимірювання складає порядку 10 с. З метою підвищення точності визначення сили тяжіння проводять багаторазові вимірювання, результати яких потім обробляють статистичними способами. Недолік існуючих конструкцій балістичних гравіметрів - їх громіздкість і відносно тривалий час одного вимірювання. Тому балістичними гравіметрами поки що вимірюють силу тяжіння тільки в стаціонарних умовах в геофізичних обсерваторіях.

Статичні способи вимірювання сили тяжіння. В статичних способах дія сили тяжіння компенсується пружними силами пружин, газів або рідини. Переважно використовують прилади з обертальним переміщенням важелю (маятника) і пружною системою з кварцу (кварцеві гравіметри).

Принципова схема чутливої системи кварцевого астазованого гравіметра (КАГ) наведена на рис. 4.

РИС

Рис. 4. Чутлива система кварцевого гравіметра

На тонкій нитці 1, що є віссю обертання, закріплений важель (маятник) 6. Маятник утримується в початковому положенні силою натягіння головної (астазуючої) пружини 3, нижній кінець якої через важель 5 прикріплений до маятника, і силою закручування нитки підвісу маятника. Вся чутлива система гравіметра виготовлена із кварцу і поміщена в посудину Дюара. При вимірюванні сили тяжіння маятник гравіметра відхиляється від горизонтального положення, розтягуючи при цьому головну пружину і закручуючи нитку підвісу, поки момент сили тяжіння не буде врівноважений моментом головної пружини і моментом закручування нитки підвісу.

Приріст сили тяжіння між двома точками визначається *компенсаційним способом*. Для цього в систему вводять додатковий (компенсаційний) момент, який повертає маятник в горизонтальне положення. Компенсуючий момент створюють закручуванням нитки підвісу 1, закріплений на кінцях рами 4, вимірювальною пружиною 2. Для фіксації горизонтального положення

маятника на ньому є індекс. Спостерігаючи в мікроскоп з великим збільшенням відхилення маятника, закручують нитку підвісу до тих пір, поки індекс маятника не буде суміщений з нулем шкали окуляра мікроскопа 7. Відлік беруть по мікрометру вимірювальної пружини 2 в діленнях шкали мікрометра.

Для переведення відліків гравіметра в прирісті сили тяжіння в мілігалах використовують перевідний коефіцієнт c , що носить назву ціни ділення гравіметра:

$$\Delta g = c(n_2 - n_1) \quad (2.3)$$

де n_1 і n_2 – відлік по мікрометру гравіметра відповідно в першій і другій точках спосбереження.

Визначити ціну поділу гравіметра можна різними способами. Наприклад, виконують вимірювання в двох точках спостережень, в яких відомі значення (або приріст) сили тяжіння. Якщо в першій точці спостережень значення сили тяжіння було g_1 , і взятий відлік по гравіметру n_1 , а в другій – значення g_2 і відлік n_2 , то ціна ділення згідно (2.8) (в мілігалах на одне ділення шкали):

$$c = (g_2 - g_1) / (n_2 - n_1) = \Delta g / \Delta n. \quad (2.4)$$

Пружні властивості гравіметра поступово змінюються з плином часу. В результаті відліки взяті по гравіметру в одній і тій же точці спостережень в різний час, будуть відрізнятися. Ця зміна називається *зміщенням нуля-пункта гравіметра*. Врахування зміщення нуля-пункту гравіметра проводять, користуючись результатами повторних вимірювань в одній і тій самій точці спостережень, для наступного уведення поправок у відліки гравіметра.

Статичні гравіметри дозволяють вимірювати прирощення сили тяжіння з точністю до 0,01 мГал, а у високоточних приладах до 0,001 мГал. Гравіметри прості у користуванні, час спостережень в одній точці 2-3 хв. Невелика маса гравіметрів дає можливість їх використовувати при гравіметричних зйомках в малодоступних і важкодоступних районах. Зконструйовані спеціалізовані гравіметри для вимірювання на дні морів і океанів (донні гравіметри), з борту морських суден, що рухаються, (набортні гравіметри), ведуться роботи щодо створення гравіметрів для вимірювання сили тяжіння з борту літака (аерогравіметри).

Вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння. Для вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння було створено прилади, які одержали назву *гравітаційних варіометрів та градієнтометрів*. В цих приладах використовується принцип крутильних вагів Кулона, в яких грузики розташовані на різних рівнях – крутильні терези другого роду .

Угорський геофізик Р. Етвеш, який створив першу модель гравітаційного варіометра, показав, що крутильними терезами другого роду можна вимірювати як градієнти сили тяжіння, так і кривизни (див. 1.4). Принцип вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння наведений на рис. 5, г. Якщо чутлива система гравітаційного варіометра знаходиться в неоднорідному гравітаційному полі, то грузики перебувають під впливом різноспрямованих гравітаційних сил, які створюють обертаючий момент, який призводить до повороту коромисла приладу в горизонтальній площині на деякий кут. Іншими словами, чутлива система гравітаційного варіометра поводить себе в гравітаційному полі подібно до стрілки компасу в магнітному полі. В результаті відбувається закручування нитки підвісу і за рахунок цього виникає момент пружних сил, який урівноважує момент гравітаційних сил. Кут повороту коромисла залежить від ступеня неоднорідності гравітаційного поля і його вимірюють з високою точністю. Точність вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння до $\pm(1-2)\times 10^{-9} \text{ c}^{-2}$, тобто $\pm(1-2)E$.

Гравітаційні варіометри і градієнтометри раніше широко використовувалися при вивченні гравірозвідкою тіл складної форми: соляних куполів, рифогенних структур, розломів тощо. Однак з появою статичних гравіметрів роль цих приладів знизилася і сьогодні працюють з ними дуже рідко.

2.2. Методика гравіметричних зйомок

Розвідувальні гравіметричні зйомки поділяються на площинні та профільні (маршрутні). Площинною називається зйомка, при якій точки спостереження більш менш рівномірно розміщені на території вивчення.

Площинна зйомка дає можливість одержати більш повну картину розподілу аномалії сили тяжіння і є основною в гравірозвідці. За даними площинної зйомки складають *карту аномалій сили тяжіння* на всю площу дослідження.

Профільна зйомка полягає у проведенні спостережень по окремих ізольованих один від одного профілях (маршрутах). Цей вид досліджень дозволяє одержати тільки загальні уявлення про зміни аномального гравітаційного поля уздовж розвідувального профілю (маршруту). В результаті профільної зйомки складають *графіки аномалій сили тяжіння*.

Виконання гравіметричних зйомок. Всі гравіметричні зйомки на території прив'язують до загальнодержавної мережі основних гравіметричних пунктів «А» і першого класів. Значення сили тяжіння на цих пунктах безпосередньо прив'язані до основного маятникового пункту: – Полтава, який, у свою чергу, безпосередньо пов'язаний з міжнародним маятниковим пунктом в Потсдамі. При необхідності мережу основних гравіметричних пунктів згущують за рахунок створення опорних пунктів другого класу. Приблизна густота опорних пунктів другого класу складає 1 пункт на 3000-10 000 км² (відстань між точками 50-100 км). Точність визначення сили тяжіння на них повинна бути не менше $\pm 0,2$ мГал.

Безпосередньо на площі робіт спостереження виконують на опорних і рядових пунктах. Мережу опорних пунктів створюють на початку польових робіт. Вона призначена для одержання пунктів, на яких з великою точністю визначені повні значення сили тяжіння. До опорних пунктів прив'язують спостереження на рядових пунктах. Польову опорну мережу прив'язують до опорних пунктів першого і другого класів (вони знаходяться на площі робіт або поблизу від неї) з відомими повними значеннями сили тяжіння. Точність визначення сили тяжіння на опорних пунктах повинна бути не менше ніж в 1,5-2 рази вищою за точність її визначення на рядових пунктах. Підвищення точність вимірювань забезпечується застосуванням високоточних гравіметрів або, що найчастіше, проведенням багаторазових спостережень.

Після створення опорної мережі проводять спостереження на рядових пунктах. Сукупність спостережень на декількох рядових пунктах складає

рядовий рейс. Спостереження в рядовому рейсі завжди повинні починатися і закінчуватися на опорних пунктах (на одному і тому самому або різних)

Топографо-геодезичні роботи. При виконанні польових робіт необхідно визначити географічні координати і перевищення відносно рівня моря кожної точки спостережень. Ці визначення і є змістом топографо-геодезичних робіт. Точність цих робіт повинна бути узгоджена з точністю визначення аномалій сили тяжіння. Так, при похибці в визначенні координат точки спостережень по широті 100 м і по висоті 1 м похибка в нормальному значенні сили тяжіння складає 0,08 мГал, в поправці Буге – 0,3 мГал. Тому при високоточних гравіметричних зйомках допуски на визначення координат і висот пунктів спостереження можуть складати, відповідно, одиниці метрів і одиниці сантиметрів.

Особливості гравіметричних спостережень на морі. Методика морських гравіметричних зйомок принципово не відрізняється від наземних зйомок. Прибережні мілководні ділянки моря (до 2-3 м) досліджують звичайними гравіметрами із спеціальними штативами (триногами). Шельф (глибина 200-300 м) вивчають за допомогою донних гравіметрів, які опускають на дно з борту судна, що під час вимірювань стоїть на якорі або дрейфує. Їх також можна встановлювати за допомогою гвинтокрила, що зависає у повітрі. При роботах у відкритому морі широко застосовують комплексні геофізичні дослідження, які проводяться з борту судна, що рухається, і які включають гравіметричну і магнітну зйомки, сейсмозв'язку методом відбиття хвиль та ін.

При вимірюванні сили тяжіння в умовах безперервного руху судна необхідно достатньо точно визначати напрямок його руху і швидкість – ці дані використовують для розрахунку спеціальної поправки за ефект Етвеша (див. 1.3). Для визначення глибини моря використовують ехолоти.

2.3. Обробка матеріалів польових спостережень і зображення результатів

По результатах польових спостережень з гравіметрами обчислюють приріст сили тяжіння між точками спостережень за (2.8). Потім їх

перераховують в повні значення сили тяжіння, скориставшись для цього відомими повними значеннями сили тяжіння на опорних пунктах. Далі в кожному пункті вираховують аномалію Буге згідно (1.20). Нормальне значення сили тяжіння враховують по модифікованій формулі Гельмерта (1.14). Аномалії Буге обчислюють з декількома значеннями щільності проміжного шару: 2,67 і 2,30 г/см³, при необхідності також з істинною (реальною) постійною або перемінною щільністю проміжного шару. При зйомках в районах з сильно пересіченим рельєфом (наприклад, передгірських районах) вводять поправки за вплив оточуючого рельєфу, які обчислюють користуючись топографічними картами аерофотозйомки в масштабах, що задовольняють задану точність зйомки, а при їх відсутності – дані інструментальних вимірювань (нівелювання, навколо пунктів спостережень. При високоточних гравіметричних зйомках вводять також поправки за місячно-сонячне тяжіння.

Головний критерій якості виконаної зйомки – середня квадратична похибка визначення аномалій сили тяжіння. Перетин ізоліній (ізоаномал) на картах аномалій сили тяжіння беруть не менше, ніж в 2 рази більшим за середню квадратичну похибку визначення аномалій сили тяжіння. Карта аномалій сили тяжіння є основним результативним документом площинної гравіметричної зйомки і використовується для наступної геологічної інтерпретації даних гравірозвідки. При профільних гравіметричних зйомках складають і використовують для інтерпретації графіки аномалій сили тяжіння.

Контрольні питання

1. Які способи вимірювання сили тяжіння застосовують в гравірозвідці?
2. В чому полягає суть абсолютних визначень сили тяжіння?
3. В чому суть відносних визначень сили тяжіння? Наведіть приклади відносних визначень сили тяжіння.
4. В чому суть динамічних вимірювань сили тяжіння? Наведіть приклади динамічних вимірювань сили тяжіння.
5. В чому суть статичних вимірювань сили тяжіння? Наведіть приклади статичних вимірювань сили тяжіння.

6. Поясніть принцип вимірювання сили тяжіння кварцовим астизованим гравіметром.
7. Як визначають ціну ділення кварцового гравіметра?
8. Що таке зміщення нуля-пункту гравіметра?
9. Яка точність вимірювання сили тяжіння сучасними гравіметрами на суші, на морі, у повітрі?
10. Поясніть, чому коромисло варіометра чутливе до других похідних потенціалу сили тяжіння?
11. Перерахуйте види гравітаційних зйомок і дайте їх коротку характеристику.
12. Яке значення опірної сили гравіметрових пунктів?
13. В чому полягає обробка результатів польових спостережень з гравіметрами?

РОЗДІЛ 3

ОСНОВИ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ ГРАВІРОЗВІДКИ

3.1. Обчислення гравітаційних ефектів (пряма задача)

У створенні гравітаційних ефектів які спостерігаються, бере участь не вся маса тіла, яке утворює аномалію, а його надлишкова маса:

$$M_{\text{надл.}} = (\sigma_2 - \sigma_1) \Omega, \quad (3.1)$$

Де σ_1 і σ_2 – щільність відповідно тіла, що створює аномалію, і середовища, яке його містить; Ω – об'єм тіла, що створює аномалію.

Надлишкова щільність $\sigma_{\text{надл.}} = \sigma_2 - \sigma_1$, а, отже, надлишкові маси можуть бути позитивними (при $\sigma_2 > \sigma_1$) або негативними (при $\sigma_2 < \sigma_1$).

Як зазначалося раніше (п. 1.1), у створенні гравітаційних ефектів приймає участь тільки вертикальна складова сили тяжіння g_z . Тому можна обмежитися обчисленням тільки цієї складової, яка, у свою чергу, дорівнює вертикальній складовій сили тяжіння. Для рішення прямої задачі необхідно задати форму (об'єм), глибину залягання і надлишкову щільність ізолюваного тіла, що утворює аномалію.

Обчислення гравітаційних ефектів від ізолюваних тіл найпростішої геометричної форми. Рішення цієї задачі будемо розглядати на прикладі ізолюваної однорідної кулі з надлишковою масою $M_{\text{надл.}}$, об'ємом $\Omega = 4/3 \pi R^3$ (R – радіус кулі). Початок координат помістимо в точку O – проекцію центру кулі на профіль x ; центр кулі розташуємо на осі z на глибині ξ (рис. 6). В довільній точці P на профілі x сила тяжіння $F_{\text{п}}$ спрямована по ρ і згідно (1.2), поклавши в ній $m_1 = M_{\text{надл.}}$ і $m = 1$, дорівнює

$$F_{\text{п}} = G M_{\text{надл.}} / \rho^2 = G 4\pi R^3 \sigma_{\text{надл.}} / 3 (x^2 + \xi^2), \quad (3.2)$$

де

$$\rho = \sqrt{x^2 + \xi^2}.$$

Вертикальна компонента $g_z = F_{\text{п}} \cos(\rho z)$ або $g_z = F_{\text{п}} \xi / \rho$. З урахуванням (3.2) її можна виразити наступним чином:

$$g_z = G M_{\text{надл.}} \xi / (x^2 + \xi^2)^{3/2}. \quad (3.3)$$

Графік g_z уздовж профілю x (для $\sigma_{\text{надл.}} > 0$) наведений на рис. 6. Він має наступні особливості: в точці $x = 0$ g_z набирає максимального значення

$$g_{z \text{ max}} = G M_{\text{надл.}} / \xi^2. \quad (3.4)$$

При необмеженому зростанні x ($x \rightarrow \pm\infty$) величина прямує до нуля. Якщо $\sigma_{\text{надл.}} < 0$, то аномалія g_z від'ємна і в цьому випадку графік (рис. 6) слід перевернути. Подібним чином обчислюються гравітаційні ефекти від інших тіл збурення правильної геометричної форми (циліндр, призма тощо).

Обчислення гравітаційних ефектів від двовірних тіл складного перетину. Гравітаційні ефекти від ізольованих тіл складної геометричної форми аналітично розрахувати значно важче. В подібних випадках можна скористатися наступним прийомом. Тіло складної геометричної форми слід замінити кінцевою сумою тіл простої форми (куль, циліндрів, призм тощо), які найбільш компактно заповняють його об'єм. Гравітаційний ефект від тіла складної форми дорівнює сумі ефектів від простих тіл, що заповнюють його об'єм. Розрахунки виконують за допомогою ЕОМ або графічним способом за допомогою спеціальних палеток.

Розглянемо як саме можна розрахувати гравітаційний ефект від двовірного тіла складного перетину. *Двовірним тілом* називають таку фігуру, в якій розміри по одній з осей на багато більші за її розміри по двох інших осях. Показано, що двовірні тіла створюють такі ж гравітаційні ефекти, що і вертикальні перетини цих тіл.

Найпростішою графічною палеткою для обчислення гравітаційних ефектів від двовірних тіл є *палетка*.

Вона являє собою сімейство променів, які виходять з однієї точки 0 (полюса палетки) через рівні кути $\Delta\varphi$, і горизонтальні ліній, проведених через рівні відстані $\Delta\xi$. Перетин променів і горизонтальних ліній утворюють елементарні трапеції. Вони хоча і мають різні площі, але створюють, як це можна довести, в смузі палетки однакове тяжіння:

$$\Delta g_z = 2 G \sigma_{\text{надл.}} \Delta\xi \Delta\varphi = c. \quad (3.5)$$

Яке називається *ціною ділення палетки*. Обчислення за допомогою палетки Гамбурцева виконують наступним чином (рис. 7, б). Поліус палетки поєднують з однією із точок спостереження, а її горизонтальну вісь – з профілем спостереження x . Підраховують число N елементарних трапецій, розташованих в межах контуру тіла, яке утворює аномалію, і множать його на ціну ділення палетки. При розрахунку палетки Гамбурцева як правило прийнято $\sigma_{\text{надл.}} = 1 \text{ г/см}^3$ і $c = 0,1 \text{ мГал}$. При надлишковій щільності тіла $\sigma_{\text{надл.}}$, яке утворює аномалію, в масштабі, в якому воно зображено, M_g і масштабі палетки M_n формула (3.5) набуває вигляду:

$$g_z = 0,1 \sigma_{\text{надл.}} N M_n / M_p, \text{ мГал.} \quad (3.6)$$

Послідовно поєднуючи поліус палетки з однією із точок спостереження, обраховують силу тяжіння по всьому профілю. Розрахунковий графік g_z , одержаний з використанням палетки Гамбурцева, зображено на рис. 7, б (крива 1).

3.2. Поділ (трансформації) поля гравітаційних аномалій

Вище були розглянуті гравітаційні ефекти, створені ізольованими тілами, тобто коли ці ефекти не ускладнені тяжінням інших тіл. Реальне поле аномалій сили тяжіння сумарне, тобто воно створюється тяжінням багатьох тіл, які знаходяться на різних глибинах. Тому при інтерпретації гравітаційних аномалій, які спостерігаємо, зазвичай першою задачею стає розділ сумарного поля на окремі його складові. Розділення поля, що спостерігається, на окремі його складові називається *трансформацією* гравітаційного поля. В результаті трансформації поля, що спостерігається, розділяють на дві частини: на аномалії від окремих ізольованих геологічних тіл, які називаються *локальними (залишковими) аномаліями*, і аномалії, зумовлені значними особливостями геологічного розрізу, які називають *регіональними аномаліями*. Всі види трансформацій умовно можна поділити на три основних класи: опосередкування поля, що спостерігається; аналітичне продовження поля, що спостерігається, на нові рівні; переобчислення поля аномалій сили тяжіння, що

спостерігається, в поле вищих (других і більш високого порядку) похідних потенціалу сили тяжіння.

Опосередкування поля, що спостерігається. В тому випадку, коли контури ізоаномалій на карті спостереження аномалій на деякій відстані від локальних ускладнень стають достатньо правильними, є можливість побудувати карту регіонального фону простої інтерполяцією проміжків між не викривленими ділянками ізоаномалій прямими лініями (рис. 8). Віднімаючи із аномалій що спостерігаються, регіональний фон, одержуємо остаточну (локальну) аномалію, зображену на рис. 8 замкненими ізолініями. Найкращі результати можна одержати якщо для побудови регіонального фону скористатися графіками аномалій по профілям, викресленими навхрест простирання ізоаномалій початкової.

В більш складних випадках будови поля його опосередковують по площі (рис. 8, в). Середнє значення аномалії в центрі кола дорівнює:

$$\Delta g_{\text{середнє}} = (\Delta g_1 + \Delta g_2 + \dots + \Delta g_n) / n. \quad (3.7)$$

Залишкова аномалія в центрі кола:

$$\Delta g_{\text{залиш.}} = \Delta g_B - \Delta g_{\text{середнє}} \quad (3.8)$$

По результатах перетворень способом опосередкування будують карти регіонального фону і залишкових аномалій.

Головна складність при використанні цього способу полягає у виборі вірного радіуса опосередкування поля: він повинен бути достатньо великим, щоб на карті регіонального фону було виключено вплив локальних аномалій, але не настільки великий, щоб при цьому відбулося опосередкування аномалій, викликаних розташованими на близьких горизонтальних відстанях один від одного джерелами.

Аналітичне продовження поля, що спостерігається, на нові рівні. Гравітаційне поле, виміряне на поверхні Землі, аналітично перераховують на нову площину, опущену на деяку глибину відносно земної поверхні, або на площину, підняту на деяку висоту відносно неї.

Із зміною відстані від джерел аномалій до поверхні спостереження інтенсивність аномалій змінюється по різному в залежності від глибини і

розмірів збурюючих мас. Із збільшенням відстані (при перерахунку поля на площину вище земної поверхні) аномалії від неглибоких і невеликих за розмірами мас зменшуються сильніше, ніж від глибоких і протяжних мас. В результаті краще виділяються великі (регіональні) аномалії й послаблюються невеликі за площею (локальні) аномалії подібно до того, якщо дивитися на Землю з великої висоти, то око добре розрізняє великі елементи рельєфу, тоді як його дрібні деталі як би нівелюються, зливаючись із загальним фоном. Якщо ж зменшити відстань (перерахунок поля на площину нижче земної поверхні), то, навпаки, локальні аномалії зростають швидше за регіональні, і в результаті локальні аномалії виділяються в загальному гравітаційному полі більш рельєфно. Подібне перетворення гравітаційного поля можна порівняти з результатами дії короткофокусної лінзи, яка дає чітке зображення близько розташованих предметів, тоді як віддалені предмети виявляються не в фокусі і їх зображення стає розпливчастим, нечітким.

Переобчислення поля аномалій сили тяжіння, яке спостерігається, в поле вищих похідних потенціалу сили тяжіння. Коли густота і точність зйомки достатньо високі, хороші результати при виділенні аномалій від невеликих за розмірами і мас, які залягають не глибоко, може дати перерахунок поля аномалій тяжіння в поле других і більш високого порядку похідних потенціалу сили тяжіння. Оскільки вищі похідні потенціалу сили тяжіння убують значно швидше, ніж його перші похідні, то в поле градієнтів сили тяжіння гравітаційні ефекти від дрібних і мас, які залягають неглибоко, проявляються значно яскравіше, ніж в полі аномалій сили тяжіння, що спостерігаються.

3.3. Знаходження елементів залягання аномалоутворюючих тіл (зворотна задача)

Неоднозначність рішення зворотної задачі. Рішення зворотної задачі гравірозвідки неоднозначне. Це означає, що є нескінченне число можливого розподілу надлишкових мас, які можуть створювати однакову аномалію. Однак на практиці багато з цього розподілу неможливі або маловірогідні, оскільки для

них знадобилися б значення щільності, які б виходили за межі допустимих їх значень в реальних гірських породах, або б це призводило до недопустимої геологічної обстановки розподілу аномалоутворюючих мас.

Тому, коли ми вираховували глибину джерела гравітаційної аномалії, то завжди слід мати на увазі, що джерело цієї аномалії може знаходитися ближче до поверхні і мати другий розподіл надлишкових мас.

Знаходження елементів залягання за аномаліями від надлишкових мас найпростішої форми. Принцип рішення цієї задачі, так як і раніше прямої задачі, розглянемо на прикладі однорідної кулі. Тяжіння, яке створює однорідна куля з надлишковою масою $M_{\text{надл.}}$, центр якої розташований на глибині ξ на профілі спостережень x визначається виразом (3.3). Для вирішення зворотної задачі необхідно, користуючись графіком аномалій, що спостерігається, (рис. 6), вскласти систему з двох рівнянь. Перше рівняння одержимо, користуючись значенням тяжіння в точці $x = 0$:

$$g_{z \max} = G M_{\text{надл.}} / \xi^2. \quad (3.9)$$

При складанні другого рівняння зручно скористатися значенням тяжіння в точці з координатою $x_{1/2}$, в якій $g_z = g_{z \max} / 2$. Із (3.8) одержуємо:

$$g_{z \max} / 2 = G M_{\text{надл.}} \xi / (x_{1/2}^2 + \xi^2)^{3/2}. \quad (3.10)$$

Після спільного рішення (3.9) і (3.10), знайдемо глибину центру кулі:

$$G M_{\text{надл.}} / 2 \xi^2 = G M_{\text{надл.}} \xi / (x_{1/2}^2 + \xi^2)^{3/2},$$

звідки

$$(x_{1/2}^2 + \xi^2)^{3/2} = 2 \xi^3, \text{ тобто } \xi \approx 1,305 x_{1/2}. \quad (3.11)$$

Після підстановки (3.11) в (3.9) вирахуємо величину надлишкової маси кулі (в тонах):

$$N_{\text{надл.}} = g_{z \max} \xi^2 / G = g_{z \max} (1,305 x_{1/2})^2 / G \approx 260 g_{z \max} x_{1/2}^2.$$

Щоб визначити радіус кулі, треба знати надлишкову щільність. Вираз для радіуса кулі R і глибини залягання найвищої до поверхні спостереження точки кулі h знайдемо за формулою:

$$M_{\text{надл.}} = \frac{4}{3} \pi R^3 \sigma_{\text{надл.}},$$

$$R = \sqrt{3 M_{\text{надл.}} / 4\pi \sigma_{\text{надл.}}} \quad (3.12)$$

$$h = \xi - R. \quad (3.13)$$

Рішення зворотної задачі способом підбору. У випадку тіл неправильної геометричної форми зворотну задачу можна вирішити способом підбору. Спираючись на геологічні передпосилання і спираючись на дані інших геофізичних методів, задаються формою, а також надлишковою щільністю аномалеутворюючі тіла і обчислюють створений ними гравітаційний ефект (тобто вирішують пряму задачу). Потім розрахунковий графік аномалій сили тяжіння порівнюють із експериментальним. Якщо спостерігаються відхилення точок на графіках, то уводять відповідні поправки в глибину і геометрію тіла збурення і знову вираховують гравітаційний ефект, який воно створює. Після цього знову порівнюють графіки і т.д. Глибина залягання і форма вертикального перетину тіла збурення вважаються знайденими, якщо розрахований і спостережений графіки аномалій співпадають найкращим чином.

Для рішення зворотної задачі способом підбору у випадку двовірних тіл можна скористатися палеткою Гамбурцева (див. 3.1). На рис. 7, б показано один із варіантів контуру тіла збурення, розрахунковий і спостережений графіки аномалій сили тяжіння. Неспівпадання розрахункового і спостереженого графіків g_z свідчить про необхідність корекції контуру тіла збурення. Зазвичай після двох-трьох корекцій контур вдається підібрати таким, щоб спостережений і розрахунковий графіки достатньо добре співпадали. Очевидно, успіх рішення зворотної задачі способом підбору насамперед залежить від надійності тих апріорних даних про форму і розміри очікуваних геологічних структур, які були використані для вибору гравіметричної моделі геологічного розрізу, а також від того, наскільки достовірними виявилися значення взятої надлишкової щільності.

Автоматизована обробка і інтерпретація даних гравірозвідки. Для автоматизованої обробки даних гравірозвідки на ЕВМ використовують спеціалізовані пакети програм. Пакет програм включає до себе допоміжні програми, а також програми обробки й інтерпретації. Допоміжні програми

включають до себе запис даних гравіметричної і використаної при інтерпретації геологічної інформації, пошук і уведення даних інформації, яка зберігається, обмін між програмами та ін. Геофізичні програми оброблення призначенні для обчислення аномалій сили тяжіння, редукування значень аномалій сили тяжіння на розрахункову поверхню та ін. Основна частина геофізичних програм призначена для вирішення прямих і зворотних задач гравірозвідки: прямої і зворотних задач для заданих гравіметричних моделей, різні способи трансформації гравітаційного поля (опосередкування поля, перерахунок поля у верхній і нижній напівпростір, обчислення вищих похідних потенціалу сили тяжіння та ін.). Інтерпретаційні програми включають до себе встановлення зв'язків аномалій сили тяжіння з параметрами геологічного розрізу тощо.

Набір програм обробки та інтерпретації, які використовуються в гравірозвідці, весь час поповнюється.

3.4. Застосування гравірозвідки при вирішення розвідувальних задач

Класифікація розвідувальних гравіметричних зйомок. Розв'язувані геологорозвідувальні задачі. В залежності від характеру поставлених задач гравіметричні зйомки поділяються на регіональні, пошукові та детальні.

Як регіональний геофізичний метод гравірозвідка дає можливість вирішувати наступні геологічні задачі: тектонічне і літолого-петрографічне районування великих геологічних регіонів; виявлення в них потужних товщ осадових відкладень; виявлення глибинних розломів в земній корі та ін. Розподіл аномалій сили тяжіння Буге на поверхні Землі в цілому підпорядковано певним закономірностям. Найбільш позитивні значення аномалій до +400 мГал спостерігаються на ділянках з найменшою потужністю земної кори, в межах яких породи верхньої мантії залягають найбільш близько до поверхні. На ділянках, де щільні породи верхньої мантії занурені на велику глибину аномалії сили тяжіння мають найбільші від'ємні значення – до -400 мГал. Це так звані геосинклінальні області. В платформенних областях, де

середня потужність земної кори складає 30-40 км, аномалії коливаються в межах ± 100 мГал.

З урахуванням наведених вище відомостей про розподіл аномалій Буге обширні території за даними гравірозвідки можна поділити на поатформенні і геосинклінальні області. Всередині окремої області можуть спостерігатися ускладнення гравітаційного поля (регіональні аномалії), які зумовлені неоднорідностями всередині земної кори. Регіональні аномалії гравітаційного поля пов'язані, як правило, із великими підняттями і прогинами в земній корі, а також з петрографічно неоднорідними великими блоками порід кристалічного фундаменту.

При сприятливих умовах в гравітаційному полі знаходять відображення локальні геологічні структури: соляні куполи, антиклінальні складки, рифи, тектонічні порушення тощо, які мають великий інтерес для пошуку родовищ корисних копалин і, насамперед, нафти і газу. Антиклінальні структури осадового чохла впевнено відображаються в гравітаційному полі, яке спостерігають, тільки у тих випадках, коли вони достатньо великі і складені породами, щільність яких значно відрізняється від щільності пород вміщення. В залежності від розрізу по щільності антиклінальним складкам можуть відповідати як локальні максимуми (при позитивній надлишковій щільності), так і локальні мінімуми (якщо надлишкова щільність негативна). Пологі антиклінальні складки створюють слабкі гравітаційні ефекти і виділення від них аномалій можливе тільки, якщо забезпечена гранично висока точність зйомки. В гравітаційному полі у вигляді зон великих горизонтальних градієнтів поля (гравітаційні ступені) проявляються великі тектонічні порушення (устпи, розломи тощо).

Аномалії, що пов'язані із покладами нафти і газу, виділяють, в основному, по матеріалах високоточних гравіметричних зйомок, оскільки гравітаційні ефекти, зумовлені нафтогазовими покладами, незначні і зазвичай навіть при порівняно великих покладах вони не перевищують перші десятки частки мілігалу. У зв'язку з цим для прямих пошуків використовують карти аномалій сили тяжіння, які мають точність не нижче $\pm(0,05-0,1)$ мГал. Для

підсилення гравітаційних ефектів від нафтогазових покладів застосовують спеціальну методику обробки карти аномалій сили тяжіння, що спостерігається, яка передбачає виняток впливу на результати факторів спотворення: структурного, щільнісної неоднорідності верхньої частини розрізу і т.д. Знаходить застосування перерахунок спостережень аномалій у другі і більш високі порядки вертикальні похідні сили тяжіння. Як показують розрахунки на моделях, на графіках других вертикальних похідних сили тяжіння нафтогазові поклади проявляються приклади опробування відносних мінімумів. Одержано позитивні приклади опробування цього способу і на відомих родовищах нафти і газу. Однак необхідно підкреслити, що найбільш надійні дані можна одержати тільки в результаті комплексної інтерпретації всіх наявних даних польових геофізичних методів, особливо сейсморозвідки та ГДС ГДС.

Контрольні питання

1. Які саме відомості необхідно мати при обрахуванні гравітаційних ефектів (рішення прямих задач)? Розгляньте рішення прямої задачі на прикладі кулі.
2. Як влаштована палетка Гамбурцева? Розгляньте рішення прямої задачі за допомогою палетки Гамбурцева для двомірного тіла складного перетину.
3. З якою метою виконують трансформації гравітаційних аномалій? Перерахуйте основні способи трансформації і поясніть їх суть.
4. Які способи трансформації гравітаційного поля застосовують для виділення аномалій від неглибоко залягаючи тіл?
5. Які способи трансформації гравітаційного поля застосовують для ослаблення впливу аномалій від неглибоко залягаючи мас?
6. Поясніть причину неоднозначності рішення зворотної задачі гравірозвідки.
7. Розгляньте рішення зворотної задачі гравірозвідки на прикладі кулі.
8. Поясніть принцип рішення зворотної задачі гравірозвідки способом підбору. Розгляньте рішення зворотної задачі способом підбору за допомогою палетки Гамбурцева.

РОЗДІЛ 2

МАГНІТОРОЗВІДКА

Магнітна розвідка, або як її скорочено називають, **магніторозвідка**, – найдавніший польовий геофізичний метод, при якому за допомогою спеціальних вимірювань виявляють збурення (аномалії) магнітного поля Землі, які виникають через неоднорідну намагніченість різних гірських порід.

Магніторозвідка має багато спільних рис з гравірозвідкою: як в магніторозвідці, так і в гравірозвідці вивчають аномалії природніх полів, зумовлених відмінністю фізичних властивостей порід. Обидва методи застосовують головним чином при регіональних геофізичних дослідженнях; багато спільного в них є в методиці польових робіт і інтерпретації одержаних матеріалів.

В той же час магніторозвідка – більш складний порівняно з гравірозвідкою метод. Головна причина полягає в тому, що намагніченість гірських порід, якою визначаються магнітні аномалії, величина векторна, в той час як аномалії сили тяжіння залежать від скалярної величини – надшишкової щільності.

РОЗДІЛ 4

ФІЗИЧНІ І ГЕОЛОГІЧНІ ОСНОВИ МАГНІТОРОЗВІДКИ

4.1. Сили магнітної взаємодії. Напруженість магнітного поля

Магнітне поле можна вивчати, використовуючи закони електромагнетизму або розглядаючи магнітні аномалії як результат взаємодії «магнітних мас». У другому випадку вдається виявити більше подібностей між магніторозвідкою і гравірозвідкою, тому йому і віддають перевагу.

В загальному випадку магнітне поле Землі доволі швидко змінюється з плином часу. Фізичне поле, яке швидко змінюється в часі, називається нестационарним. В магніторозвідці вимірюють частину геомагнітного поля, яке повільно змінюється, яке розглядається як постійне поле.

Спочатку зупинимося на деяких характеристиках магнетизму, які нам знадобляться в подальшому.

Магнітні полюси (маси). Відомо, що будь-який магніт має два полюси: один полюс умовно називають північним, інший – південним. Магнітні полюси існують тільки в парі. Їх можна розглядати як точки зосередження рівних за величиною і зворотних за знаком магнітних мас. На північному полюсі поміщається позитивна маса $(+m)$, на південному – негативна $(-m)$. Якщо магніт дуже довгий, то можна обмежитися розглядом дії тільки одного (найближчого) полюса (тобто одиночної магнітної маси).

Магнітна сила. Якщо дві точкові одиночні магнітні маси m_1 і m_2 знаходяться на відстані ρ одна від одної, то вони взаємодіють із силою, яка визначається законом Кулона:

$$F = m_1 m_2 / \mu \rho^2, \quad (4.1)$$

де μ – магнітна проникність, яка характеризує магнітні властивості середовища, в якому знаходяться маси.

Закон Кулона, як можна зробити висновок при порівнянні виразів (4.1) та (1.1), є аналогом закону гравітаційного тяжіння Ньютона. Якщо маси різного знаку, то діє сила тяжіння, якщо одного знаку – сила відштовхування. Прийнято

вважати, що магнітна сила спрямована по прямій від негативної маси до позитивної.

Напруженість магнітного поля визначається як магнітна сила, яка діє на одиничну масу, що перебуває в полі:

$$T = m / \mu \rho^2. \quad (4.2)$$

Одиниця напруженості магнітного поля – ампер на метр, розмірність (А/м). В магніторозвідці раніше користувалися позасистемною одиницею напруженості поля, яка називається гма (γ); 1 гама = $79,6 \cdot 10^{-5}$ А/м.

Магнітний момент. Як зазначалося вище, магнітні маси існують тільки в парі. З цієї причини дію магніту слід розглядати з урахуванням обох полюсів. В якості характеристики, яка враховує обидва полюси, уведемо *магнітний момент магніту*. Для визначення магнітного моменту скористаємося поняттям магнітного диполя. *Магнітним диполем* називається система із двох різнополярних точкових мас (полюсів) m , які знаходяться одна від одної на відстані $2dl$, нескінченно малою порівняно із відстанню до точки, в якій магнітне поле, створене цим магнітом, можна виміряти. Магнітний момент диполю:

$$\vec{dM} = 2dl\vec{m}; \quad (4.3)$$

Він направлений уздовж лінії $2dl$, яка створює полюси, від південного (негативного) полюса до північного (позитивного).

Магнітний момент, створений об'ємним магнітом, дорівнює векторній сумі магнітних моментів елементарних диполів, які знаходяться в даному об'ємі:

$$\vec{M} = \sum d\vec{M}. \quad (4.4)$$

Інтенсивність намагнічування. Магнітні властивості тіл визначаються векторною величиною $\vec{I}$, яку називають інтенсивністю намагнічування (або скорочено намагніченістю). За своїм фізичним змістом намагнічуваність представляє магнітний момент, який припадає на одиницю об'єму:

$$\vec{I} = \sum d\vec{M} / \Omega, \quad (4.5)$$

де Ω – об'єм тіла.

Магнітна сприйнятливість. Замість векторної величини намагнічування $\vec{I}$ більш зручно користуватися скалярною величиною, яка зветься магнітною сприйнятливістю χ , пов'язаною з намагнічуваністю співвідношенням:

$$\vec{I} = \chi \mu_0 \vec{T}, \quad (4.6)$$

де T – напруженість магнітного поля; μ_0 – магнітна постійна, що дорівнює:

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}; ([\text{Гн}] = [B \cdot c/A]).$$

Магнітна сприйнятливість характеризує здатність матеріалів намагнічуватися під впливом магнітного поля.

Всі магнітні матеріали за магнітною сприйнятливістю χ поділяються на три групи: діамагнітні, парамагнітні та феромагнітні. *Діамагнітні матеріали* мають негативну магнітну сприйнятливість ($\chi < 0$), вони намагнічуються у напрямку, протилежному напрямку магнітного поля. Діамагнітними властивостями володіють азот, вода, сіль, благородні метали, а також кварц, ортоклаз, кальцит, барит та ін. *Парамагнітні матеріали* мають позитивну магнітну сприйнятливість ($\chi > 0$); вони намагнічуються в тому ж напрямку, що і напрямок поля. До них відносяться кисень, лужні і лужно-земельні метали та ін. Магнітна сприйнятливість діамагнітних і парамагнітних матеріалів невелика ($10^{-4} - 10^{-5}$ од.). *Феромагнітні матеріали* характеризуються позитивними і дуже високими значеннями магнітної сприйнятливості – до декількох сотень тисяч 10^5 од. До феромагнетиків відносяться такі важкі породоутворюючі мінерали, як магнетит, гематит та ін.

Магнітна індукція. Перебуваючи в магнітному полі, феромагнетик сам стає постійним магнітом і створює власне магнітне поле $\vec{T}'$, яке пропорційне напруженості зовнішнього поля $\vec{T}$:

$$\vec{T}' = \chi \mu_0 \vec{T}. \quad (4.7)$$

Сума зовнішнього (в якому знаходиться феромагнетик) і створеного самим феромагнетиком магнітних полів називається *магнітною індукцією* (B). Враховуючи вираз (4.7), магнітну індукцію можна виразити наступним чином:

$$\vec{B} = \vec{T} + \vec{T}' = \mu_0 \vec{T} + \mu_0 \chi \vec{T} = \mu_0 (1 + \chi) \vec{T} = \mu_0 \mu_{\text{вільн.}} \vec{T}. \quad (4.8)$$

Коефіцієнт пропорційності $\mu_{відн.} = 1 + \chi$ у виразі (4.8) називається відносною магнітною проникністю. Він характеризує зв'язок між магнітною індукцією і напруженістю зовнішнього магнітного поля у речовині. Для повітря $\chi = 0$ і $\mu_0 = 1, \mu = \mu_0 \mu_{відн.} = \mu_0$.

Одиницею магнітної індукції служить Тесла (Тл), її розмірність складає $\text{кг}/(\text{с}^2 \cdot \text{А})$. В магніторозвідці за одиницю береться *нано*тесла (нТл), яка дорівнює 10^{-9} Тл.

Магнітний потенціал. В якості характеристики створеного магнітного поля зручно використовувати, як це було зроблено в гравірозвідці, деяку функцію, так званий магнітний потенціал $U(x, y, z)$. За аналогією з потенціалом гравітаційного тяжіння (1.11) потенціал, створений точковою магнітрою масою, дорівнює

$$U = m / \mu \rho. \quad (4.9)$$

Потенціал, створений в точці $P(x, y, z)$ елементарним диполем, вочевидь, дорівнює сумі потенціалів точкових мас (рис. 10):

$$dU = m / \rho_1 - m / \rho_2 = m (\rho_2 - \rho_1) / \rho_1 \rho_2 = dM \cos \Theta / \rho^2. \quad (4.10)$$

При обчисленні (4.10) прийнято $\rho_2 \approx \rho_1$; $\rho_2 - \rho_1 = 2dl \cos \Theta$; $2mdl = dM$; μ тут і в подальшому опустимо.

Магнітний потенціал, створений об'ємним магнітом, дорівнює сумі потенціалів елементарних діполей, які містяться в ньому:

$$U = \sum (dM \cos \Theta / \rho^2). \quad (4.11)$$

Як бачимо із (4.11), магнітний потенціал на відміну від гравітаційного залежить не тільки від відстані до тіла збурення, а і від азимуту θ , в якому він вимірюється.

Похідні $\partial U / \partial x$, $\partial U / \partial y$, $\partial U / \partial z$ визначають проекції на відповідні осі напруженості магнітного поля.

4.2. Магнітне поле Землі

Елементи земного магнетизму. В будь-якій точці на поверхні Землі вільно підвішена в просторі магнітна стрілка орієнтується у напрямку повного вектора напруженості магнітного поля. Повний вектор напруженості магнітного поля T можна розкласти (рис. 1) на вертикальну Z і горизонтальну H складові. Горизонтальна складова у свою чергу розкладається на дві складові – X і Y . Осі x і y у напрямлені, відповідно, на географічні північ і схід.

Кут I між компонентами T і H називається кутом магнітного нахилу, а кут D між компонентами H і X – кутом магнітного схилю. Сім величин: T , Z , H , X , Y , I і D називаються елементами земного магнетизму. Вони взаємопов'язані між собою наступними співвідношеннями:

$$\begin{aligned} T &= \sqrt{Z^2 + H^2}; \quad H = \sqrt{X^2 + Y^2}; \\ Z &= T \sin I; \quad H = T \cos I; \\ X &= H \cos D; \quad Y = H \sin D. \end{aligned} \tag{4.12}$$

Для вивчення просторового розподілу елементів геомагнітного поля було проведено їх вимірювання в різних точках на поверхні Землі. За виміряними значеннями були побудовані карти рівних значень елементів. Лінії рівних значень напруженості магнітного поля (T , Z або H) називаються *ізодинамами*, лінії рівних значень кута магнітного схилю D – *ізогонами*, лінії рівних значень кута магнітного нахилу I – *ізоклінами*.

На карті є лінія нульових значень кута магнітного нахилу. Вона проходить через точки на поверхні Землі, в яких магнітна стрілка орієнтується в горизонтальній площині. Такі точки розташовані на так званому *магнітному екваторі*. Магнітний екватор не співпадає з географічним. Із зростанням широти кут магнітного нахилу зростає. У північній півкулі є точка, в якій північний (позитивний) кінець магнітної стрілки нахилений вертикально вниз (кут $I = 90^0$). Ця точка називається *південним магнітним полюсом*. В південній півкулі розташована точка, в якій південний (негативний) кінець магнітної стрілки направлений вертикально вниз. Ця точка називається *північним магнітним полюсом*. Магнітні полюси з плином часу змінюють своє положення.

Повна напруженість геомагнітного поля зростає від магнітного екватора до полюсів від 33,3 до 55,6 А/м. Магнітне поле, яке спостерігається на поверхні Землі, продовжується далеко в навколосемний простір: на висоті близько 7000 км напруженість поля зменшується до 1/8 від значень поля на поверхні Землі.

Зміна магнітного поля в часі. Безперервна реєстрація елементів геомагнітного поля в магнітних обсерваторіях показує, що магнітне поле безперервно змінюється з плином часу. Зазвичай спостерігаються невеликі і досить правильні зміни поля протягом доби – *добові варіації*, які в окремі дні можуть досягати декількох 10^{-2} А/м за напруженістю і декількох градусів по схилу. Магнітні бурі можуть тривати по декілька днів і часто супроводжуються порушенням радіозв'язку і полярними сяйвами. Крім того, існують повільні вікові варіації геомагнітного поля, які полягають в тому, що ізолінії напруженості поля ніби повільно зміщуються в західному напрямку. Величина таких зміщень складає близько $0,18^{\circ}$ на рік за довготою, тобто ізолінії як би роблять повне обертання навколо Землі приблизно за 2000 років.

4.3. Аномалії геомагнітного поля

Структура магнітного поля Землі. Магнітне поле на поверхні Землі в першому наближенні буде аналогічним полю однорідної сфери диполя намагніченої по осі, яка складає з віссю обертання Землі кул $11,5^{\circ}$. Відхилення вимірюваних елементів геомагнітного поля від елементів поля намагніченої Землі у вигляді однорідної сфери називається *магнітними аномаліями*. По площі вони поділяються на світові (континентальні), регіональні та локальні. *Світові аномалії* мають розміри, порівнянні з площами континентів. Число світових аномалій однозначно не визначене: виділяють чотири, шість або навіть вісім. Одна з них – Східно-Азіатська – частково розташована в межах Росії на території Східного Сибіру. Вважають, що природа дипольного поля і поля світових аномалій одна і та сама. Тому поле світових магнітних аномалій включене до нормального магнітного поля Землі – T_n , яке, таким чином, являє собою суму дипольного поля T_0 і поля світових аномалій T_{ca} :

$$T_n = T_0 + T_{ca}. \quad (4.13)$$

Оскільки величину світових аномалій в кожній точці на поверхні Землі розрахувати не можна, нормальне магнітне поле визначають експериментально. Для цього проводять вимірювання елементів геомагнітного поля по певній сітці (на території Росії прийнята сітка 20 х 20 км). Виміряні значення поля осереднюють таким чином, щоб вони прийняли форму плавних кривих. Строк дії карт встановлений 5-10 років, після цього строку їх перескладають.

Магнітні аномалії. Магнітну аномалію визначають як різницю між спостереженим (виміряним) значенням елемента геомагнітного поля і його нормальним значенням для даної місцевості. По результатах польових вимірювань обчислюють наступні магнітні аномалії:

- модуля повного вектора напруженості (ΔT_a);
- вертикальної складової (ΔZ_a);
- горизонтальної складової (ΔH_a):

$$\Delta T_a = T - T_a; \Delta Z_a = Z - Z_a; \Delta H_a = H - H_a. \quad (4.14)$$

При обчисленні магнітних аномалій в значення спостережень уводять поправки. Головна – поправка за варіації магнітного поля в часу, яку розраховують за матеріалами безперервного запису елементів геомагнітного поля на близько розташованих варіаційних магнітних станціях. При високоточних магнітних зйомках може виникати необхідність уведення поправок за перевищення точок спостереження відносно рівня моря. Однак методика визначення подібних поправок в магніторозвідці розроблена ще недостатньо.

Контрольні питання

1. Назвіть основні характеристики магнітного поля. Як саме вони між собою пов'язані?
2. Дайте визначення магнітного потенціалу. Як він пов'язаний з напруженістю магнітного поля?
3. Покажіть графічно елементи геомагнітного поля. Які з них вимірюють в магніторозвідці?

4. Дайте визначення ізодинами, ізогони, ізокліну, геомагнітного полюса та магнітного екватора.

5. В яких одиницях вимірюється напруженість геомагнітного поля? Що таке гама?

6. Як класифікуються зміни (варіації) геомагнітного поля? Яку роль вони відіграють в магніторозвідці?

7. Яка структура геомагнітного поля? Чим вона зумовлена?

8. Запишіть вираз для обчислення магнітних аномалій. Які поправки в них вводять?

РОЗДІЛ 5

АПАРАТУРА І МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЯ ПОЛЬОВИХ РОБІТ. ОСНОВИ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ

5.1. Вимірювання елементів геомагнітного поля

Вимірювання елементів геомагнітного поля в магніторозвідці, як і вимірювання сили тяжіння в гравірозвідці, можна розділити на *абсолютні* й *відносні* (див. 2.1). Прилади для вимірювання елементів геомагнітного поля називаються *магнітометрами*. Розроблено різноманітні конструкції магнітометрів для наземних, морських та аеровимірювань. Для абсолютних визначень модуля повного вектора напруженості геомагнітного поля використовуються протонні (ядерні) і квантові оптичні магнітометри, а для відносних визначень вертикальної складової напруженості магнітного поля – оптико-механічні магнітометри.

Зауважимо, що в дійсності магнітометрами вимірюється не напруженість, а індукція магнітного поля і її одиницею являється нанотесла (нТл).

Абсолютні визначення модуля повного вектора напруженості геомагнітного поля. Всі наявні на сьогодні магнітометри для абсолютних визначень засновані на одному із квантових явищ – а саме на *ефекті Зеемана*. Суть цього ефекту полягає в наступному. Якщо на атоми подіяти зовнішнім магнітним полем, то їх енергетичні рівні розщепляються на підрівні з енергією $E_1, E_2, \dots, E_N$. Різниця енергій ΔE між основним рівнем і підрівнями пропорційна напруженості прикладеного поля:

$$\Delta E = h\gamma T, \quad (5.1)$$

де γ - відношення магнітного моменту атома до його механічного моменту; h – постійна Планка.

Частота ω переходів на підрівні залежить від напруженості магнітного поля і пов'язана з нею наступною формулою:

$$\omega = \Delta E / h = \gamma T. \quad (5.2)$$

Як бачимо із (5.2), вимірювання частоти квантових переходів можна використовувати для визначення напруженості геомагнітного поля.

Розглянемо принцип вимірювання модуля вектора T протонним (ядерним) магнітометром. В квантовій фізиці атомні ядра деяких елементів подаються як елементарні магнітні диполі, які володіють певним магнітним моментом. В магнітному полі диполі, в залежності від напрямку моменту, орієнтовані паралельно вектору напруженості поля або перпендикулярно до нього. Якщо прикласти більш сильне (в багато разів) вторинне магнітне поле, то магнітні диполі переорієнтуються. Після зняття вторинного поля магнітні диполі орієнтуються на початковий напрямок, здійснюючи обертання навколо вектора напруженості магнітного поля T з круговою частотою ω , яка визначається формулою (5.2).

Обертання магнітних діполей навколо вектора напруженості подібно до обертання осі механічної дзиги і за аналогією з ним називається *прецесією*. Частота процесії, як випливає з (5.1), залежить тільки від величини вектора напруженості поля T . Її можна виміряти і потім перерахувати згідно (5.1) в абсолютні значення напруженості геомагнітного поля.

Найпростіше ядро, яке має прецесію, – ядро водню (протон). Протонний магнітометр складається із датчика, який перебуває в середині соленоїда, – посудина з робочою рідиною (гас). За допомогою соленоїда навколо посудини з рідиною створюється дуже сильне магнітне поле (до 8000 А/м); тривалість намагнічування рідини близько 2 с, після чого поле швидко виключається. Наведений магнітний момент прецесує з частотою ω навколо вектора напруженості геомагнітного поля. В результаті в обмотках соленоїда виникає змінна напруга, частота якої дорівнює частоті прецесії. Ці напруги підсилюються і фільтруються від перешкод електронним підсилювачем з фільтрами 4. Для одержання точних марок часу є кварцовий генератор 5. Виміряні значення модуля напруженості поля T реєструються в цифровій формі на світловому екрані 7. В приладі знаходиться джерело живлення 2, перемикач живлення 3 і частотомір 6. Точність вимірювань порядку ± 1 нТл, тривалість одного вимірювання близько 3 с.

В квантовому оптичному магнітометрі чутливим елементом (датчиком) служить склянна колба, заповнена парами лужного металу (літію). Якщо через колбу, яка знаходиться в магнітному полі, що вимірюється, пропускати поляризоване світло, частота якого дорівнює частоті переходу від основного стану атома до його стану збудження, то відбувається розсіювання світла і при цьому момент кількості руху квантонів розсіювання світла передається атомам парів лужного металу, які таким чином оптично орієнтуються, тобто накопичуються на одному із енергетичних підрівнів – відбувається так звана оптична накачка атомів. Якщо в об'ємі колби датчика створити додаткове перемінне магнітне поле, частота якого дорівнює частоті квантового переходу на один із підрівнів, то населеність на ньому вирівнюється, тобто атоми повертаються в початковий стан. При цьому пари лужного металу, що наповнюють колбу, знову починають поглинати і розсіювати світло і т.д. Спостерігаючи світло, що проходить, його інтенсивність при різних частотах прикладеного магнітного поля, при різних частотах прикладеного магнітного поля, можна буде помітити різке зменшення його інтенсивності в момент резонансу. Вимірявши частоту резонансу, за (5.2) можна вирахувати абсолютне значення модуля повного вектора напруженості магнітного поля Землі.

Квантові оптичні магнітометри виявилися досить зручними для вимірювання геомагнітного поля під час переміщення і, зокрема, при магнітних аерозйомках. Користуючись двома варіантами кріплення магніточутливого блоку аеромагнітометра – жорстке (на виносних штангах) і буксируючи (на гнучкому кабелі). Результати вимірювань записуються на паперовій стрічці аналого-цифровим реєстратором і на магнітній стрічці цифрового касетного накопичувача.

Відносні визначення вертикальної складової геомагнітного поля. Принцип відносних вимірювань вертикальної складової геомагнітного поля розглянемо на прикладі наземного оптико-механічного магнітометра.

Магніточутливим елементом приладу є постійний магніт 3, закріплений на горизонтально натягнутій металевій нитці 2 до рами 1. На поверхні магніту

знаходиться освітлене дзеркало 4 для спостереження за положенням магніту 3 через оптичний пристрій. В загальному випадку магніт відхиляють як вертикальна, так і горизонтальна складові геомагнітного поля. Вимірювання виконують компенсаційним способом за рахунок поля постійних магнітів. Плавна компенсація (в межах ± 3000 нТл) здійснюється поворотом навколо своєї осі магніту 6, який жорстко скріплений з лімбом 7, на якому нанесена шкала 8. Для часткової компенсації сильних магнітних полів слугує діапазонний магніт 5. Індикатор повної компенсації поля – горизонтальне положення чутливого елемента 3, яке фіксується за співпаданням нанесеного на ньому індекса з нульовою рисочкою оптичного пристрою. При повній компенсації поля обертальний момент, створений горизонтальною складовою H , дорівнює нулю і, таким чином, магніт відхиляє тільки вертикальна складова Z .

Приріст вертикальної складової ΔZ між двома пунктами спостережень

$$\Delta Z = c(n_2 - n_1),$$

де n_1 і n_2 – відліки по шкалі лімба плавної компенсації відповідно в першому і другому пунктах; c – ціна поділу шкали приладу.

Точність вимірювань наземним Z -магнітометром складає ± 3 нТл.

5.2. Розвідувальні наземні, аеромагнітні та морські магнітні зйомки

Виконання магнітних зйомок. Методика наземних магнітних зйомок багато в чому подібна до гравіметрової зйомки (див. 2.2). Нерідко одну і ту ж мережу спостережень використовують для одночасного вимірювання гравітаційного і магнітного полів. Польовим вимірюванням магнітного поля передую розбивка мережі опірних і рядових пунктів. Для контролю показань кожного магнітометра до початку і після закінчення робочого дня намічаються контрольні точки (КТ). Поправки за зміщення нуль-пункта магнітометра вводять по графіках, які побудовані аналогічно графікам зміщення нуль-пункта гравіметра (див. 2.1). Методика спостережень на опорних і рядових пунктах

нічим на відрізняється від аналогічних спостережень при гравіметричних зйомках.

При аеромагнітних зйомках висота польоту, відстань між маршрутами і масштаб аеромагнітних зйомок взаємно пов'язані. Наприклад, великомасштабні аеромагнітні зйомки недоцільно вести на великій висоті, оскільки магнітні аномалії від невеликих за розмірами магнітних тіл, які нас цікавлять, буде мати дуже малу інтенсивність і практично зіллється з регіональним фоном аномального магнітного поля. При вивченні великих тектонічних елементів земної кори, навпаки, більш доцільно аеромагнітну зйомку проводити на великій висоті, так як в цьому випадку вплив локальних аномалій від невеликих за розмірами і неглибоко залягаючи магнітних тіл виявиться незначним.

При виконанні аеромагнітних зйомок особливі вимоги пред'являються до вибору висоти (безпечної) польоту: якщо рельєф спокійний, то зйомку проводять на постійній висоті (вздовж горизонтальної прямої), а при сильно пересіченому рельєфі – з обтіканням рельєфу (підтримують постійною висоту польоту відносно фізичної поверхні Землі).

Вимірювання геомагнітного поля при морських магнітних зйомках виконують в умовах руху судна. Найбільш часто застосовують квантові магнітометри, які дають змогу вимірювати модуль T практично безперервно в процесі руху судна. Для зменшення погрешностей вимірювань, викликаних магнітним полем судна, чутливі елементи магнітометрів поміщають в спеціальний стабілізуючий пристрій, який буксується за допомогою троса на відстані двох-трьох довжин судна.

Значні труднощі викликає врахування магнітних варіацій, оскільки випадки, коли площа морських робіт розташована поблизу від магнітних обсерваторій, вкрай рідкісна. Для виділення постійної складової магнітного поля, що вимірюється, використовують спеціальні фільтри, але при цьому не вдається відфільтрувати добові варіації магнітного поля. Друга специфічна особливість морської магнітної зйомки – необхідність врахування варіацій, викликаних морськими хвилями: при рухові морської хвилі в земному

магнітному полі в ній індукуються електричні струми, які створюють істотні електромагнітні ефекти. Методика врахування таких варіацій ще не розроблена.

Обробка і зображення результатів магнітних зйомок. За даними магнітних зйомок в кожному пункті спостережень вираховують магнітну аномалію. Для цього крім вимірних значень модуля повного вектора напруженості T або вертикальної складової Z необхідно мати значення цих же елементів нормального геомагнітного поля. Нормальні значення геомагнітного поля визначають по картах нормального геомагнітного поля або експериментально. При наземних зйомках, які охоплюють невеликі площі, часто в якості нормального поля беруть його середнє значення на всій площі робіт. При аеромагнітних і морських зйомках, які охоплюють великі території, обмежитися постійним значенням нормального поля по всій площі робіт неможливо, тому користуються картами нормального поля, а при необхідності визначають нормальне поле по результатах вимірювань модуля повного вектора напруженості поля на контрольних і опорних маршрутах.

В значення T або Z , одержані під час спостереження, уводять поправки за варіації магнітного поля за часом і температурою. По результатах складають графіки і карти магнітних аномалій, які використовують для встановлення закономірностей їх зв'язку з особливостями глибинної побудови.

5.3. Принципи рішення прямої і зворотної задачі магніторозвідки

Інтерпретацію даних магніторозвідки зазвичай проводять по графіках і картах аномалій вертикальної складової Z_a . В окремих випадках залучають також аномалії горизонтальної складової H_a . Аномалії модуля повного вектора напруженості T_a безпосередньо інтерпретувати важко, оскільки зазвичай напрямок вектора T невідомий. Тому аномалії T_a попередньо перераховують в аномалії Z_a . Перерахунок не потрібен, якщо зйомки виконані в високих широтах, де кут нахилу вектора T достатньо великий.

Інтерпретація даних магніторозвідки полягає в вирішенні прямої і зворотної задачі та геологічному тлумаченні одержаних результатів.

Рішення прямої задачі магніторозвідки. Пряма задача магніторозвідки полягає в обчисленні магнітних аномалій, коли задані форма, глибина залягання та магнітні властивості тіл збурення. При цьому приймають, що породи, що містять магнітне тіло, немагнітні, тобто $\chi = 0$ і $\mu = \mu_0$ (далі опустимо). Якщо тіла магніто збурення об'ємні, то необхідно задати напрямок вектора намагнічування.

Принципи рішення прямої задачі магніторозвідки будемо розглядати на прикладі найпростішого випадку – ізольованого полюса. Будемо вважати, що другий полюс довгого тонкого стрижня залягає настільки глибоко, що його впливом на величину магнітного поля в точці спостережень можна знехтувати. Таким чином, ми дійшли до поняття ізольованого магнітного полюса.

Початок координат помістимо в точку 0; осі x і z направимо, як це показано на рис. 14; негативний полюс ($-m$) помістимо на осі z на глибині ξ . Як бачимо із (4.2), напруженість поля, створеного одиночним полюсом в довільній точці P профілю x :

$$T = m / \rho^2 = m / (x^2 + \xi^2), \quad (5.3)$$

де $\rho = x^2 + \xi^2$; ξ – глибина залягання полюса.

Вектор T спрямований в бік точки P . Із рис. 14 випливає, що вертикальна складова

$$Z = T \cos(\rho z) = m\xi / \rho^3 = m\xi / (x^2 + \xi^2)^{3/2}; \quad (5.4)$$

и горизонтальна складова

$$H = T \sin(\rho z) = mx / \rho^3 = mx / (x^2 + \xi^2)^{3/2}; \quad (5.5)$$

де $\cos(\rho z) = \xi / \rho$; $\sin(\rho z) = x / \rho$.

Якщо обчислюється поле позитивного полюса, то вектор T буде спрямований із точки P в сторону полюса, отже, перед виразами (5.4) і (5.5) необхідно поставити знак «мінус».

Графіки Z і H складових магнітного поля негативного полюса показані на рис. 14. Максимальне значення $Z_{\max}$ буде в точці $x = 0$:

$$Z_{\max} = m / \xi^2. \quad (56)$$

Коли $x \rightarrow \pm \infty, z \rightarrow 0$, причому завжди із сторони позитивних значень, оскільки в (5.4) x знаходиться тільки в парному ступені.

Графік H істотно відрізняється від графіка Z . На початку координат ($x=0$) і $H = 0$. При $x \rightarrow \pm \infty, H \rightarrow 0$, причому для позитивних значень x – із сторони негативних значень H . Між нульовими значеннями H знаходяться екстремальні значення точок графіка, координати яких можна визначити, взявши похідну $\partial H / \partial x$ і прирівнявши її до нуля. Обчислення показують, що абсцесами екстремальних точок графіка H являються:

$$x_e \approx \pm 0,7\xi. \quad (5.7)$$

В точці $x \approx \pm 0,7\xi$. H набуває максимального значення:

$$H_{\max} = 0,7 m \xi / (1,49 \xi^2)^{3/2} \approx 0,38 m / \xi^2. \quad (5.8)$$

Співвідношення $H_{\max} / Z_{\max} = 0,38$. Максимальне значення H знаходиться в точці $x = -0,7\xi$ і дорівнює $H_{\min} = -0,38 m / \xi^2$.

При обчисленні магнітних ефектів, які створюються об'ємними магнітами, крім форми і глибини залягання тіла необхідно задавати величину і напрямок намагнічуваності $\vec{I}$.

Рішення зворотної задачі магніторозвідки. Рішення зворотної задачі магніторозвідки багато в чому подібне до рішення аналогічної задачі в гравірозвідці, але в цілому виявляється більш складним через цілий ряд причин. По-перше, магнітна сприйнятливість гірських порід змінюється в великих межах на відміну від щільності. По-друге, завжди існує деяка невизначеність у напрямку намагнічуваності гірських порід, яка не обов'язково повинна співпадати із напрямом сучасного геомагнітного поля. І, на кінець, дипольна природа магнітів створює додаткові складності у вирішенні зворотної задачі.

Зворотну задачу за графіком Z поля ізолюваного магнітного полюса можна, як і в гравірозвідці, вирішити способом «напівмаксимумів». Порівнявши (5.4) з (3.3) можна помітити, що вони відрізняються тільки коефіцієнтами і, отже, можна скористатися одержаними раніше рішеннями (3.11). При цьому глибина залягання полюса

$$\xi = 1,305 x_{1/2}, \quad (5.9)$$

Маса полюса

$$m = Z_{\max} \xi^2 \approx 1,7 Z_{\max} x_{1/2}^2. \quad (5.10)$$

Якщо зворотню задачу вирішують за рафіком Н, то можна скористатися абсцисами екстремальних точок графіка. Згідно (5.7), глибина залягання полюса

$$\xi \approx 1,4 x_e. \quad (5.11)$$

Із (5.8) випливає, що маса полюса

$$m = H_{\max} \xi^2 / 0,38 \approx 5,2 H_{\max} x_e^2. \quad (5.12)$$

Зупинимося ще на одному важливому графічному способі визначення глибини залягання магнітозбурюючих мас, який одержав назву способу дотичних. На графіку аномалій вертикальної складової Z , одержаної навхрест простирання пласта, приводять дотичні (рис. 15) в точці максимального значення, в двох точках мінімальних значень і в двох точках перегину. Глибину вираховують за формулою:

$$\xi = \frac{1}{4} [(x_m - x_0) + (x'_m - x'_0)]. \quad (5.13)$$

де x_m, x_0 і x'_m, x'_0 — абсциси точок перетину проведених дотичних.

Радянський геофізик В. К. П'ятницький показав, що вираз (5.13) приблизно вірний для визначення глибини верхнього краю вертикального нескінченного пласта, намагніченого вертикально.

5.4. Геологорозвідувальні задачі, які вирішуються магніторозвідкою

Магніторозвідку в комплексі з іншими геофізичними методами — гравірозвідкою, електророзвідкою (магніто-телуричними методами) і

сейсморозвідкою (глибинним сейсмічним зондуванням) – застосовують при регіональних геофізичних дослідженнях. Основні геологічні задачі, які вирішуються при регіональних магніто розвідувальних дослідженнях, – вивчення простягання великих структурних елементів земної кори і виявлення в ній глибинних розломів, визначення глибини залягання і петрографічного складу порід кристалічного фундаменту тощо. Регіональні магнітні дослідження проводять у вигляді аеромагнітних і морських зйомок.

Детальні магніто розвідувальні роботи виконують переважно у вигляді наземних зйомок. За допомогою наземної магніторозвідки виявляють і оконтурюють рудоносні інтрузії, вивчають умови залягання рудоносних жил, контактів порід з різним петрографічним складом і т.п. По результатах високо детальних магнітних зйомок при сприятливих умовах визначають глибину залягання магнітозбурюючих тіл.

Контрольні питання

1. Які застосовують способи вимірювання елементів геомагнітного поля в магніторозвідці?
2. В чому полягає принцип роботи ядерного магнітометра? Який елемент магнітного поля ним вимірюють?
3. В чому полягає принцип вимірювань квантовим магнітометром? Який елемент геомагнітного поля ним вимірюють?
4. В чому полягає принцип вимірювань наземним Z-магнітометром?
5. Як відбуваються наземні розвідувальні магнітні зйомки? Аеромагнітні зйомки.
6. В чому полягають особливості виконання магнітних зйомок на морі?
7. Як проводиться обробка даних польових магніто розвідувальних спостережень?
8. Поясніть, в чому полягає подібність і різниця рішення прямої і зворотної задач магніторозвідки і гравірозвідки.

9. Поясніть суть рішення прямої задачі магніторозвідки на прикладі ізолюваного магнітного полюса.
10. Поясніть ідею визначення глибин залягання намагнічених тіл емпіричним способом дотичних.

РОЗДІЛ ТРЕТІЙ

ЕЛЕКТРОРОЗВІДКА

Електрична розвідка заснована на вивченні електричних і магнітних полів, які виникають в земній корі під дією природних і штучних джерел електромагнітного поля. Так як характер розповсюдження електромагнітного поля в Землі зумовлений особливостями будови земної кори, то вивчення поведінки електромагнітного поля може бути покладене в основу дослідження будови земних надр. Описанню основних методів електричної розвідки, яку застосовують при пошуках і розвідці нафтових і газових родовищ, присвячений цей розділ посібника.

РОЗДІЛ 6

ФІЗИЧНІ І ГЕОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

6.1. Електричні властивості гірських порід

Основні параметри гірських порід, які визначають поведінку в них електромагнітних порід, – питомий електричний опір ρ , електрична і магнітна проникливість ϵ і μ . Розглянемо послідовно ці параметри.

Питомий електричний опір гірської породи чисельно дорівнює опору виготовленого з неї куба з ребром 1 м. Одиницею вимірювання величини ρ є ом-метр. Величина, зворотна ρ , носить назву питомої електропровідності σ гірської породи. Вона вимірюється в См·м.

Різні гірські породи характеризуються різними значеннями питомого електричного опору ρ , що і визначає можливість застосування електричних методів розвідки для вивчення будови земних надр. Більше того, одна і та ж гірська порода може мати різний питомий опір в залежності від її стану і умов залягання (внутрішньої структури, температури, тиску, наявності рідкої фази – мінералізованих розчинів тощо).

Розглянемо характерні значення питомих електричних опорів (в Ом·м) для ряду мінералів та гірських порід.

Пірит	0,1
Магнетит	0,6 – 1
Графіт	0,03
Сіль	$3 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^5$
Серпентит	$2 \cdot 10^4$
Граніт	10^8
Габро	$10^7 - 10^9$
Діабаз	$3,1 \cdot 10^5$
Мармур	$10^3 - 10^5$
Гранітогнейс	$2 \cdot 10^7$
Сланець	$6,4 \cdot 10^4 - 6,5 \cdot 10^5$
Глина (суха)	$2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^5$
Галька (конгломерат)	$2 \cdot 10^5 - 2 \cdot 10^6$
Пісковик (сухий)	$7 \cdot 10^5$
Вапняк	$10^4 - 10^5$
Нафтонасичений пісок	$4 \cdot 10^2 - 2,2 \cdot 10^4$
Морська вода	0,15 – 5
Дистильована вода	10^5

Із наведених даних бачимо, що опір гірських порід змінюється в доволі широких межах. Це можна пояснити тим, що дуже небагато мінералів володіють електронною провідністю. Більшість гірських порід проводить електричний струм завдяки вмісту іонів у водах, які насичують пори і тріщини гірської породи, тому опір дуже сильно залежить від мінералізації вод, а також від пористості в вологості гірських порід.

Найбільш високим опором характеризуються скальні (вивержені й метаморфічні) гірські породи. Причому їх опір визначається в першу чергу такими факторами, як тріщинуватість та ступінь вивітрілості. Підвищена тріщинуватість скальних порід нижче рівня підземних вод, тобто при практично повному водонасиченні, призводить до зменшення опору. При заповненні тріщин повітрям опір порід стає більш високим, ніж у непорушених різностей.

Опір пухких осадових порід практично повністю визначається гідрогеологічними умовами. Наприклад, сухі піски можуть мати опір в тисячі Ом·м, тоді як в умовах повного водонасичення він знижується до десятків і

навіть одиниць Ом·м. Найбільш низькими і які в той же час коливаються опорами характеризуються глинисті породи (одиниці – десятки Ом·м).

Таким чином, в цілому інтрузивні породи мають високі значення опору, осадові, як більш пухкі і пористі, – більш низькі опори. При цьому кожен різновид гірської породи зазвичай характеризується деяким діапазоном зміни опорів, які визначаються, як це вже говорилося вище, умовами їх залягання і структурою.

Гірські породи, насичені нафтою і газом, володіють значно більш високим питомим електричним опором, ніж ті самі породи, але насичені мінералізованими водами. Ця властивість нафто- або газонасичених пород – надзвичайно важлива діагностична ознака, яка широко використовується в нафтовій і газовій електророзвідці.

Діелектрична проникність показує, у скільки разів зменшується сила взаємодії електричних зарядів при перенесенні їх із вакууму в дане однорідне ізотропне середовище. Діелектрична проникність може бути вирахована теоретично з урахуванням ефектів поляризації атомів і молекул речовини під дією прикладеного зовнішнього електричного поля. І справді, якщо будь-яку речовину помістити в електричне поле $\vec{E}$, під його впливом одна частина електричних зарядів (вільні електричні заряди) починає вільно переміщуватися, утворюючи електричний струм (струм провідності), а друга частина зарядів, що входять до складу атомів і молекул (пов'язані заряди), тільки злегка зміщається один відносно одного, тобто відбувається також процес поляризації речовини. В середовищах, які містять велику кількість вільних електричних зарядів (провідники), переважають процеси, пов'язані із струмами провідності, а в середовищах, що містять велику кількість зв'язаних зарядів (діелектрики), – процеси поляризації зарядів. Багатьом гірським породам притаманні властивості як провідників, так і діелектриків.

6.2. Поле постійного електричного струму та його властивості

Електричне поле характеризується *напруженістю* $\vec{E}$, яка чисельно дорівнює силі, з якою поле діє на одиничний позитивний електричний заряд, внесений в дану точку середовища. При цьому величина і напрямок вектора $\vec{E}$ у загальному випадку залежить від положення точки спостереження в просторі.

Поле постійного електричного поля, так як і гравітаційне і постійне магнітне поле, являється *потенційним*. Це означає, що скалярні компоненти вектора $\vec{E}$ можуть бути подані як приватні похідні (із знаком мінус) по осях x і y деякої скалярної функції U , яку називають *електричним потенціалом*:

$$E_x = -\frac{\partial U}{\partial x}; E_y = -\frac{\partial U}{\partial y}; E_z = -\frac{\partial U}{\partial z}. \quad (6.1)$$

Таким чином, електричний потенціал U повністю визначає електричне поле $\vec{E}$ в будь-якій точці простору (аналогічно тому, як гравітаційний або магнітний потенціали однозначно визначають гравітаційне або магнітне поля).

Електричне поле можна графічно зобразити у вигляді ліній, дотичні до яких в кожній точці співпадають з напрямком вектора $\vec{E}$. Такі лінії називаються *векторними (або струмовими) лініями поля*.

З іншого боку, електричне поле можна графічно представити за допомогою поверхонь рівного потенціалу, тобто таких поверхонь, уздовж яких електричний потенціал U постійний:

$$U(x, y, z) = c = \text{const}, \quad (6.2)$$

де x, y, z – координати точки спостереження.

Поверхні рівного потенціалу називаються *еквіпотенціальними*.

Під дією електричного поля в провідному середовищі (наприклад, в гірській породі) виникає рух вільних електричних зарядів тобто утворюється електричний струм. Щільністю електричного струму в даній точці називається добуток величини електричного заряду q , що рухається, на вектор швидкості його руху $\vec{v}$:

$$\vec{j} = q\vec{v}.$$

Численні експерименти показують, що в більшості гірських порід ця величина прямо пропорційна електричному полю $\vec{E}$, причому коефіцієнтом пропорційності служить σ - питома електропровідність середовища:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E}. \quad (6.3)$$

Співвідношення (6.3) має назву *закону Ома в диференціальній формі*. Воно дає можливість вирахувати щільність електричного струму в середовищі за відомим вектором $\vec{E}$ і параметру σ .

Добуток величини щільності струму j на поперечний перетин провідника ΔS називається *силою струму* I в провіднику:

$$I = j \Delta S.$$

Як приклад застосування закону Ома в диференціальній формі розглянемо важливу для теорії електричної розвідки на постійному електричному струмі задачу про поле точкового джерела постійного струму, розташованого на поверхні однорідної провідної Землі з питомим електричним опором ρ (рис. 16).

Нехай точкове джерело A посиляє в Землю струм силою I . Оскільки повітря це практично ізолятор (опір повітря ρ_0 нескінченно великий), то увесь струм, посланий точковим джерелом, розтікається в Землю. Так як Земля однорідна, то струм від джерела тече рівномірно в усіх напрямках, тобто векторні (струмові) лінії поля $\vec{J}$ (лінії, дотичні до яких в кожній точці співпадають із напрямком вектора $\vec{J}$) являють собою прямі промені, які виходять із точки A і розташовані в нижньому напівпросторі (в провідній землі).

Оточемо точку A напівсферою радіусом r з центром в точці A . Очевидно, що сила струму, який проходить через цю напівсферу, дорівнює повній силі струму I . Отже, щільність струму в будь-якій точці M , розташованій на напівсфері, дорівнює силі струму, поділеної на площу напівсфери:

$$E = \rho I = \frac{I \rho}{2\pi r^2}. \quad (6.4)$$

За законом Ома величина електричного поля E в точці M визначається співвідношенням:

$$\vec{E} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \cdot \frac{\vec{r}}{r}, \quad (6.5)$$

де $\vec{r}/r$ – одиничний вектор, спрямований по радіусу.

Помістимо початок декартової системи координат x, y, z в точку A , причому вісь z направимо вертикально вниз, а вісі x, y – уздовж площини розділу земля – повітря. Позначимо координати точки M – x, y, z . Тоді скалярні компоненти вектора $\vec{r}$ дорівнюють (x, y, z) , а його довжина визначається формулою $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$. Отже, проекції вектора $\vec{E}$ на вісі декартової системи координат запишуться у вигляді:

$$E_x = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \frac{x}{r}; \quad E_y = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \frac{y}{r}; \quad E_z = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \frac{z}{r}, \quad (6.6)$$

де $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

Із формули (6.6), зокрема, випливає, що на поверхні землі (при $z=0$) вертикальна компонента електричного поля $E_z = 0$. Фізично це відповідає тому, що через границю провідник (земля) – ізолятор (повітря) струм текти не може. Розглянувши вираз (6.6), неважко переконатися, що всі вони є приватними похідними (із знаком мінус) однієї і тієї ж функції $I\rho/(2\pi r)$. Ця функція відповідно до (6.1) являє собою електричний потенціал U точкового джерела:

$$U = I\rho/(2\pi r) \quad (6.7)$$

Формула (6.7) показує, що потенціал убыває обернено пропорційно відстані до джерела.

6.3. Розповсюдження постійного електричного струму в Землі

Точкове джерело постійного струму, описане в 6.2, – ідеалізована модель реальних джерел, що використовуються в електророзвідці. Практично постійний електричний струм в землі створюють в електророзвідці за допомогою двох заземлень A і B , підключених до генератора або до батареї постійного струму. Заземлення представляє собою занурені в землю металеві електроди найчастіше у форму стрижня. При виведенні формул, що описують електричне поле в землі, як правило нехтують формою електродів і

розглядають їх як точкові. Таке припущення правомірне, оскільки вже на відстанях порядку чотирьох – п’яти довжин електродів поле від них практично співпадає з полем точкових джерел. Якщо електрод B віднесений від електрода A на достатньо велику відстань, то поблизу електрода A електричне поле в землі співпадає з полем точкового джерела, описаного в 6.2. У загальному випадку для вивчення розповсюдження постійного електричного струму в землі необхідно розглянути задачу про поле двох різнополярних джерел A і B , розташованих на поверхні напівпростору, який проводить струм, з питомим електричним опором ρ .

Нехай на поверхні однорідного провідного напівпростору на відстані L один від одного розташовані два електроди A і B , через які протікає електричний струм силою I (із електрода A струм витікає, а в електрод B втікає, тобто джерело A має силу I , а джерело B – силу $-I$).

Помістимо початок декартової системи координат в точку A , вісь x спрямуємо по лінії AB , вісь z – вертикально вниз.

Розглянемо деяку точку M в нижньому напівпросторі, віддалену від точки A на відстань r_1 , а від точки B – на відстань r_2 . Із курсу фізики відомо, що поля постійного електричного струму задовольняють принцип суперпозиції: поле, створене двома джерелами, дорівнює сумі полів, що створюються кожним із цих джерел окремо. Згідно цьому принципу потенціал точки:

$$U(M) = U_A(M) + U_B(M), \quad (6.8)$$

де $U_A(M)$ – потенціал, створений в точці M електродом A , а $U_B(M)$ – потенціал, створений в точці M електродом B ;

$$U_A(M) = \frac{I\rho}{2\pi r_1}; \quad U_B(M) = \frac{I\rho}{2\pi r_2}. \quad (6.9)$$

Після підстановки виразу (6.9) у (6.8), одержимо

$$U(M) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (6.10)$$

Згідно (6.10) та (6.2) екіпотенційні поверхні визначаються умовою:

$$\frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = const.$$

Сімейство таких еквіпотенційних поверхонь показані на рис. 17. Зокрема, при $r_1 = r_2$

$$U(M) = \cos nt = 0.$$

Це означає, що вертикальна площина P (рис. 17), яка паралельна вісям y і z і пересікає вісь x посередині між точками A і B , є поверхнею нульового потенціалу.

Оскільки, у свою чергу, векторні лінії поля $\vec{E}$ скрізь у просторі перпендикулярні до еквіпотенціальних поверхонь, то в точках площини P ці лінії паралельні вісі x . Таким чином, вектор щільності струму j в точках площини P колінеарний вісі x і, отже, має одну відмінну від нуля компоненту – проекцію на вісь x : $\underline{j} = \begin{pmatrix} j_x, 0, 0 \end{pmatrix}$. За законом Ома (6.3):

$$j_x = \frac{1}{\rho} E_x.$$

З іншого боку, виходячи із (6.1),

$$E_x = -\frac{\partial U}{\partial x},$$

звідки

$$j_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial U}{\partial x}$$

Піставивши в (6.1) вираз для електричного потенціалу (6.10), одержуємо:

$$j_x = -\frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (6.12)$$

Із рис. 17 випливає, що згідно теореми Піфагора

$$r_1 = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}, \quad r_2 = \sqrt{(x-L)^2 + y^2 + z^2}.$$

Підставивши ці співвідношення в (6.12) і продиференціювавши їх по x , знайдемо

$$j_x = \frac{I}{2\pi} \left\{ \frac{x}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{(x-L)}{[(x-L)^2 + y^2 + z^2]^{3/2}} \right\}. \quad (6.13)$$

Зокрема, в точках площини P (тобто при $x=L/2$)

$$j_x = \frac{IL}{2\pi (L^2/4 + y^2 + z^2)^{3/2}}. \quad (6.14)$$

Проаналізуємо зміну площини струму вздовж вертикальної прямої, що проходить через середину відрізка AB , тобто при $y = 0$:

$$j_x(z) = \frac{I L}{2\pi (L^2/4 + y^2 + z^2)^{3/2}}. \quad (6.15)$$

Для цього вирахуємо співвідношення площини струму на глибині до щільності струму на земній поверхні (при $z = 0$):

$$\frac{j_x(z)}{j_x(0)} = \frac{I}{[I + (2z/L)^2]^{3/2}}. \quad (6.16)$$

Графіки залежності $j_x(z)/j_x(0)$ від z при різних значеннях L зображені на рис. 18. Збільшення відстані між джерелами A і B призводить до зростання відносної щільності струму на даній глибині.

РИС

Рис. 18. Графіки залежності відносної щільності струму від глибини z .
Шифр кривих – L , м

Іншими словами, чим більше відстань між електродами живлення, тим глибше проникає електричний струм в землю. Зокрема, розрахунки показують, що в однорідному напівпросторі до глибини x , яка дорівнює половині відстані між електродами живлення, $z = L/2 = AB/2$, протікає половина повного струму $I/2$, що надходить до землі. Глибина проникнення постійного електричного поля в землю, як ми побачимо нижче, відіграє важливу роль в методах електророзвідки на постійному струмі.

6.4. Горизонтально шарувата модель середовища

Поняття про геоелектричний розріз. Для більшості методів електророзвідки основний вплив на характер розповсюдження електричного поля в Землі, як ми переконалися раніше, чинить питомий електричний опір ρ гірських порід. Відповідно цей параметр головним чином і визначається по результатах електромагнітних спостережень.

В загальному випадку основна задача електророзвідки – знаходження розподілу питомого електричного опору різних гірських порід, які складають

Землю, як функції просторових координат $\rho(x, y, z)$. Графіки і карти розподілу цієї функції у вертикальних площинах або в просторі зазвичай називають одним терміном – *геоелектричний розріз*. Очевидно, що визначення істинного геоелектричного розрізу Землі – задача надзвичайно складна. Тому на практиці користуються спрощеними моделями геоелектричних розрізів, основними з яких являються *одновимірна, двовимірна і тривимірна моделі*.

Найбільш проста і в той же час досить широко розповсюджена одновимірна модель. В рамках одновимірної моделі реальний неоднорідний розріз Землі замінюють горизонтально однорідним розрізом, в якому питомий електричний опір – функція тільки глибини $\rho = \rho(z)$. Передбачається, що при $x = 0$ провідна земля межує з однорідною непровідною атмосферою ($\rho_0 = \infty$). Якщо $\rho(z)$ – безперервна функція z , така модель має назву *градієнтний модуль*. Однак найбільше розповсюдження на практиці одержали одновимірні моделі які складаються із кінцевого числа однорідних горизонтальних прошарків. Приклад такого N прошарків розрізу поданий на рис. 19,а. Тут товщина прошарку позначена $h_i (i=1, 2, \dots, N-1)$, питомий опір – $\rho_i (i=1, 2, \dots, N)$, при цьому потужність N -го прошарку $h_N = \infty$.

Наприклад, двошаровий розріз містить один шар обмеженої потужності і він підстеляється пластом-осною нескінченної потужності (рис. 19, б). Очевидно, що існує лише два варіанти співвідношення між ρ_1 і ρ_2 : $\rho_1 < \rho_2$ і $\rho_1 > \rho_2$.

Тришаровий розріз (рис. 19, в) складається із двох пластів кінцевої товщини, які залягають на пласті-основі нескінченної потужності. В цій моделі існує чотири варіанти співвідношення між ρ_1 , ρ_2 і ρ_3 , відповідно до яких розрізняють наступні типи тришарових розрізів:

$$A \dots \rho_1 < \rho_2 < \rho_3$$

$$K \dots \rho_1 < \rho_2 > \rho_3$$

$$H \dots \rho_1 > \rho_2 < \rho_3$$

$$Q \dots \rho_1 > \rho_2 > \rho_3$$

Описана вище модель горизонтально-однорідного шаруватого розрізу використовується при побудові основ теорії практично всіх методів електричної розвідки. Такий розріз інколи називають *нормальним геоелектричним розрізом* Землі, а розподіл питоми електричних опорів в ньому – *нормальним розподілом*. На відміну від нормального розрізу реальний геоелектричний розріз Землі може характеризуватися латеральними (горизонтальними) неоднорідностями в розподілі ρ .

Розрізняють два класи моделей горизонтально-неоднорідних геоелектричних розрізів: двовимірні і тривимірні. В типовому прикладі двовимірної моделі провідна земля при $z=0$ межує з однорідною непровідною атмосферою. Питомий електричний опір землі є функцією горизонтальної координати x і вертикальної координати z і не залежить від горизонтальної координати y . На практиці двовимірні геоелектричні розрізи зустрічаються в районах з лінійно витягнутими геоелектричними структурами. В таких районах властивості гірських порід і напрямок осі простирання структури (яке ми поєднуємо з віссю y) змінюються слабо, а основні зміни відбуваються в хрест простирання (вісь x) і по глибині (вісь z).

Нарешті, тривимірна модель геоелектричного розрізу описує найбільш загальні геологічні ситуації, які зустрічаються на практиці електророзвідувальних робіт.

Поздовжня провідність шаруватого розрізу. Горизонтально-шарувата модель Землі найбільш зручна при описанні товщ порід осадового чохла, до яких, як правило, приурочені родовища нафти і газу.

Вивчемо основні закони розповсюдження електричного струму в горизонтально-шаруватій землі. Насамперед розглянемо окремо один пласт з опором ρ і товщиною h .

Виріжемо з цього пласта призму висотою h з квадратною основою $1 \times 1 \text{ м}^2$. Провідність такої призми в напрямку, перпендикулярному до її бічної грані, називається *поздовжньою провідністю* S одиночного пласта. Іншими словами, поздовжня провідність – це провідність пласта по відношенню до струму, що протікає уздовж напластування. Вирахуємо, чому дорівнює поздовжня

провідність. Із курсу фізики відомо, що опір провідника R визначається виразом:

$$R = \rho \Delta l / \Delta S, \quad (6.17)$$

де Δl – довжина провідника; ΔS – площа його поперечного перерізу, перпендикулярного до напрямку протікання струму.

В нашому випадку $\Delta l = 1 \text{ м}$, $\Delta S = h \cdot 1 \text{ м}^2$.

Отже,

$$S = \frac{1}{R} = \frac{1}{\rho \text{ Ом} \cdot \text{м}} \frac{p \times 1 \text{ м}^2}{1 \text{ м}} = \frac{p}{\rho} (\text{Ом})^{-1}. \quad (6.18)$$

Таким чином, S вимірюється в $\text{См} = (\text{Ом})^{-1}$.

Уведене вище поняття поздовжньої провідності неважко поширити на пачку із m горизонтальних однорідних прошарків з питомими опорами $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m$ і товщинами $h_1, h_2, \dots, h_m$.

Для цього виріжемо з пачки призму висотою $H = h_1 + h_2 + \dots + h_m$ з квадратною основою $1 \times 1 \text{ м}^2$. Для струму, що протікає паралельно напластуванню, призму можна подати як систему паралельно включених опорів з провідностями

$$S_1 = h_1 / \rho_1; S_2 = h_2 / \rho_2; \dots, S_m = h_m / \rho_m.$$

Провідність такої системи, як відомо із курсу фізики, дорівнює сумі провідностей окремих опорів. Тому поздовжня провідність S усієї призми дорівнює сумі поздовжніх провідностей окремих прошарків:

$$S = S_1 + S_2 + S_3 + \dots + S_m;$$

Називається вона *сумарною поздовжньою провідністю* пачки прошарків. Сумарна поздовжня провідність

$$S = h_1 / \rho_1 + h_2 / \rho_2 + \dots + h_m / \rho_m \quad (6.19)$$

Вимірюється в сіменсах (См).

Поняття сумарної поздовжньої провідності зазвичай використовується в тих ситуаціях, коли в основі геоелектричного розрізу лежить пласт-ізолятор ($\rho_N = \infty$). В цих випадках струм не може проникнути через покрівлю нижнього пласта і змушений текти вздовж напластування, тому на параметри струму головний вплив має сумарна поздовжня провідність S розрізу. Якщо замінити

всю провідну пачку прошарків що лежать на ізоляторі, одним однорідним прошарком тієї самої потужності $H = h_1 + h_2 + \dots h_{N-1}$ і поздовжньої провідності $S = h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2 + \dots h_{N-1}/\rho_{N-1}$, то питома електропровідність цього прошарку буде називатися *поздовжньою питомою провідністю* всієї пачки; позначається вона через ρ_l .

Так як $H/\rho_l = S$, тоді

$$\rho_l = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_{N-1}}{\frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_{N-1}}{\rho_{N-1}}}. \quad (6.20)$$

Параметр ρ_l широко застосовується при описанні провідності пачки прошарків в різних методах електророзвідки.

6.5. Розповсюдження змінного електромагнітного поля в Землі

В попередніх розділах ми розглянули явище розтікання в провідній землі постійного електричного струму, тобто такого струму, щільність якого (а, отже, і величина електричного поля $\vec{E}$) в кожній точці простору не змінюється з плином часу. Однак в електророзвідці в основному використовуються перемінні електричні поля. Перемінне електричне поле в землі можна створити, наприклад, якщо підключити електроди A і B (рис. 6.3) не до батареї постійного струму, а до генератора перемінного електричного струму. За законами електромагнітної індукції перемінний електричний струм збуджує електромагнітне поле. Це поле розповсюджується в провідній землі, поступово затухаючи при віддаленні від джерела. При цьому ступінь затухання поля визначається електричними властивостями середовища, в якому воно розповсюджується, і насамперед питомим електричним опором землі. Таким чином, вивчаючи характер розповсюдження електромагнітного поля в провідній землі, можна мати уяву про її питому електропровідність.

В багатьох методах електророзвідки використовують *гармонійні в часі поля*, тобто такі, компоненти яких змінюються з плином часу за синусоїдальним або косинусоїдальним законом:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 \cos(\omega t + \varphi); \quad \vec{H} = \vec{H}_0 \cos(\omega t + \psi).$$

Аргументи косинусів, тобто виразів виду $(\omega t + \varphi)$, $(\omega t + \psi)$, називаються *фазами* відповідних компонент поля, при цьому ω , ψ являються *початковими фазами* (при $t = 0$).

При дослідженні перемінних гармонійних в часу електромагнітних полів буває зручно розглядати поверхні в просторі, які проходять через точки з однаковими фазами коливань електромагнітного поля. Такі поверхні називаються *фазовими фронтами*. Виявляється, що фазові fronti не нерухомі, а безперервно змінюють своє положення – рухаються з певною швидкістю. У зв'язку з цим перемінне електромагнітне поле можна розглядати як електромагнітну хвилю, яка розповсюджується від джерела в усіх напрямках. Якщо фазові fronti якої небудь електромагнітної хвилі плоскі, то така хвиля також називається *плоскою*. Якщо ж фазові fronti описуються концентричними сферичними поверхнями, то хвиля називається *сферичною*. Плоскі і сферичні хвилі широко використовують при моделюванні реальних змінних електромагнітних полів, що вивчаються в електророзвідці.

Швидкість руху фазового фронту називається *фазовою швидкістю електромагнітної хвилі*. Відстань яку проходить фазовий фронт за один період, має назву *довжини електромагнітної хвилі* і позначається літерою λ . Довжина електромагнітної хвилі тісно пов'язана із електричними властивостями середовища, в якому розповсюджується поле, і періодом T його коливань. Наприклад, для однорідного середовища з питомим опором ρ

$$\lambda = 10^7 \rho T, \quad (6.21)$$

де T – вимірюється в с; ρ – в Ом·м; λ – в м.

З довжиною електромагнітної хвилі пов'язане важливе в теорії електророзвідки поняття – глибина проникнення поля в землю. *Глибиною проникнення поля* умовно називають відстань, на якій внаслідок поглинання амплітуда поля зменшується в e разів. Ця величина позначається δ_e і для однорідного середовища

$$\delta_e = \lambda / 2\pi \approx 0,159 \lambda = 0,159 \cdot \sqrt{10^7 \rho T}. \quad (6.22)$$

Дослідимо співвідношення (6.22). Глибина проникнення електромагнітного поля в землю тим більша, чим вище опір гірських порід ρ . В ізоляторі δ_e прямує до нескінченності, тобто поле розповсюджується скільки завгодно далеко, практично не затухаючи. В хорошому провіднику δ_e , навпаки, прямує до нуля. На цій властивості, зокрема, засновано відоме явище екранування електромагнітного поля (наприклад, радіохвиль) металевим провідником

Наступний важливий наслідок, який витікає із (6.22), полягає в тому, що глибина проникнення поля залежить також від періоду його коливань T (або, що теж саме, чим менша частота, тим глибше проникає поле в провідну землю, і навпаки, чим коротший період коливань, тобто чим більша їх частота, тим швидше поле затухає з глибиною. Відзначена властивість змінного електромагнітного поля надає можливість керувати глибиною його проникнення в землю, змінюючи частоту ω гармонійних коливань. Ця особливість поля застосовується в електророзвідці в методах частотних електромагнітних зондувань.

6.6. Природні змінні електромагнітні поля Землі

Магнітне поле Землі, як показують вимірювання, безперервно змінюється з плином часу. Ці зміни називають *варіацією* геомагнітного поля. Розрізняють два великих класи варіацій – вікові варіації та короткоперіодичні варіації.

Вікові варіації мають періоди, що нараховують багато століть, десятиліть та років (звідси і назва вікові). Вони пов'язані з процесами, що відбувалися в глибинних шарах Землі – земному ядрі.

Короткоперіодичні варіації мають коротку тривалість, яка вимірюється днями, годинами, хвилинами чи секундами. Ці варіації зумовлені процесами, що відбуваються поза Землею – в навколоземному космічному просторі

Згідно закону електромагнітної індукції варіації геомагнітного поля збуджують в землі змінне електричне поле і відповідно електричний струм. Величина цього струму тим більша, чим швидше змінюється в часі магнітне

поле. Вікові варіації пов'язані з наскільки повільними змінами магнітного поля (періоді – сторіччя), які практично не викликають появи електричного поля. В той же час короткоперіодні варіації збуджують в Землі сильні струми, досить доступні вимірюванню і спостереженню. Ці струми одержали назву земних або *телуричних струмів* (від латинського слова *tellurus* – Земний). В цілому поле короткоперіодних варіацій в телуричних струмів носить назву *магніто телуричного поля*. Природа короткоперіодних варіацій дуже складна і ще недостатньо вивчена. Проте геофізикам вдалося розробити методи, які дають можливість використовувати ці варіації, тобто створене ними магніто телуричне поле, для вивчення будови земних надр. Ці методи одержали назву *магніто телуричних та магнітоваріаційних методів розвідки*. Основи магніто телуричних методів викладено в 7.3.

6.7. Основні методи електророзвідки

Кількість модифікацій електричних методів розвідки надзвичайно велика. Це зумовлено, з одного боку, різноманіттям способів збудження електромагнітного поля, а з іншого – багатогранністю самого поля, яка допускає різні способи його вимірювання і вивчення. Ми обмежимося розглядом тільки тих основних методів електророзвідки, які знайшли найбільш широке застосування як при регіональних геологічних дослідженнях, так і при пошуках родовищ нафти і газу. Електророзвідувальні методи згруповані за характером залежності поля від часу й способу збудження поля.

За характером залежності електромагнітного поля від часу всі методи електророзвідки поділяються на дві великих групи: 1) методи постійного поля; 2) методи змінного поля. До першої групи відносяться електричне профілювання, а також вертикальне і дипольне електричне зондування. Ці методи полягають в пропусканні (за допомогою металевих електродів) через землю постійного електричного поля і вивченні різності потенціалів, які виникають при цьому між різними точками на поверхні землі.

Другу групу складають методи частотного зондування, зондування становленням поля (в ближній і дальній зонах), магніто телуричне зондування та профілювання, метод телуричних струмів, магніто варіаційне зондування і профілювання, глибинне електромагнітне зондування. Ці методи засновані на вимірюванні електричних і магнітних компонентів змінних електромагнітних полів.

За способом збудження всі методи електророзвідки також можна поділити на дві великі групи: методи, що використовують природні електромагнітні поля Землі; методи, засновані на вимірюванні штучно створених полів (контролюються джерелом поля). Головними методами першої групи, які використовуються в структурній електророзвідці, є магніто телуричні та магніто варіаційні методи. До другої групи відносяться: частоте зондування (ЧЗ), зондування становленням поля в ближній (ЗСБЗ) і дальній (ЗСДЗ) зонах.

Ці методи описані в наступних розділах 7 та 8.

Контрольні питання

1. Дайте характеристику основних параметрів, за якими визначають електричні властивості гірських порід.
2. Сформулюйте основні закономірності розтікання постійного електричного струму в провідному середовищі.
3. Наведіть основні моделі геоелектричних розрізів, які розглядаються в електророзвідці.
4. Опишіть основні закономірності розповсюдження змінного електромагнітного поля в провідній землі.
5. Які типи геомагнітних варіацій використовуються в електророзвідці?
6. Дайте коротку класифікацію основних методів електророзвідки.

РОЗДІЛ 7

МЕТОДИКА І ТЕХНІКА ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

7.1. Методи постійного електричного поля

Розглядати методи електричної розвідки ми почнемо з найбільш простих способів, заснованих на пропусканні через землю постійного електричного поля. До таких методів відносяться електричні зондування та електричне профілювання.

Електричні зондування – одні з основних методів електророзвідки на постійному струмі. Вони дають можливість одержати інформацію про вертикальний розподіл електропровідності в землі по результатах електричних вимірювань на поверхні землі.

Електричне поле при електричних зондуваннях на постійному струмі зазвичай створюють системою точкових або дипольних джерел, розташованих різними способами на даній поверхні. Електричний потенціал або поле цих джерел вимірюють в одній або декількох точках на поверхні землі за допомогою вимірювальних електродів, які з метою спрощення теорії такої можна вважати точковими.

В найпростішій схемі вимірювань використовується чотириточкова установка $AMNB$ з двома електродами живлення A і B та двома вимірювальними електродами M і N .

На практиці, як правило, до електродів живлення A і B підключають яке-небудь джерело постійного струму так, щоб через електрод A в землю втікає струм силою I , а через електрод B витікає (тобто сила струму дорівнює $(-I)$). При цьому проводять вимірювання різності потенціалів ΔU_{MN} між електродами вимірювання M і N . Очевидно, що величина різності потенціалів, що вимірюються, відповідно до закону Ома пропорційна силі струму I в джерелі і є функцією від розподілу геоелектричних параметрів розрізу. Наприклад, в найпростішому випадку однорідного напівпростору з питомим електричним опором ρ потенціал точки M визначається як сума потенціалу двох точкових джерел A і B відповідно до (6.10):

$$U(M) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{I}{r_{AM}} - \frac{I}{r_{BM}} \right).$$

Аналогічно для потенціалу точки

$$U(N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{I}{r_{AN}} - \frac{I}{r_{BN}} \right),$$

де відстані r_{AM} , r_{BM} , r_{AN} , r_{BN} показані на рис. 23, а.

Отже:

$$\Delta U_{MN} = U(M) - U(N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{I}{r_{AM}} - \frac{I}{r_{BM}} + \frac{I}{r_{BN}} - \frac{I}{r_{AN}} \right), \quad (7.1)$$

Тобто в даній моделі ΔU_{MN} пропорційна ρ .

Відзначимо, що, якщо відстань між електродами r_{AM} , що вимірюються, достаньно мала, відношення ΔU_{MN} прямує до величини E_{MN}/r_{MN} (проекція електричного поля на лінію MN) в точках вимірювання. Такі вимірювальні установки називаються граничними. Вони дають можливість вимірювати безпосередньо електричне поле $\vec{E}$ на поверхні землі. Зокрема, для чотири-точкової установки, розташованій на поверхні однорідного напівпростору, поле $\vec{E}$, так само як і різниця потенціалів, пропорційне силі струму в джерелі і питомому електричному опору ρ :

$$E \approx \frac{\Delta U_{MN}}{r_{MN}} = \frac{I\rho}{2\pi r_{MN}} \left(\frac{I}{r_{AM}} - \frac{I}{r_{BM}} + \frac{I}{r_{BN}} - \frac{I}{r_{AN}} \right), \quad (7.2)$$

На практиці застосовують наступні різновиди чотири точкових установок.

1. *Прямолінійна чотириточкова установка.* В ній всі електроди розташовуються по одній лінії (рис. 23, б). При цьому зазвичай вимірювальні електроди розміщують в межах середньої третини відрізка AB , оскільки в цьому випадку установка близька до граничної.

2. *Симетрична чотири точкова установка (установка Шлюмберже)* – найбільш розповсюджений вид прямолінійних установок. В ній електроди живлення A і B та вимірювальні M і N розташовані симетрично відносно деякого центру O (рис. 23, в). При цьому, як правило, обирають $r_{MN} \leq r_{AB}/3$ для того, щоб установка за своїми властивостями була близькою до граничної.

Для симетричної установки (рис. 23, в) $r_{AM} = r_{BN}$ і $r_{AN} = r_{BM}$ (7.1) й (7.2) запишуться наступним чином:

$$\Delta U_{MN} = \frac{I\rho}{\pi} \frac{r_{MN}}{r_{AM} r_{AN}}; \quad (7.3)$$

$$E_{MN} \approx \frac{I\rho}{\pi} \frac{I}{r_{AM} r_{AN}}; \quad (7.4)$$

У випадку точних граничних установок (при $r_{MN} \rightarrow 0$) вираз (7.4) переходить у формулу:

$$E_{MN} = \frac{I\rho}{\pi r^2}, \quad (7.5)$$

де $r = r_{AO}$ – половина відстані між електродами живлення.

3. *Триточкова установка.* Якщо в прямолінійній чотириточковій установці електрод B віднести на нескінченність ($B \rightarrow \infty$), одержана схема вимірювань носить назву три точкової установки (рис. 23, г). Така установка виникає на практиці, якщо електрод B віддалений настільки далеко від точок вимірювання, що створюване ним електричне поле дуже мале порівняно з полем електрода A . На поверхні однорідного напівпростору різність потенціалів, триточною установкою, визначається формулою, одержаною із (7.1) при $r_{MN} \rightarrow 0$ і $r_{BN} \rightarrow \infty$:

$$\Delta U_{MN} = \frac{I\rho}{\pi} \frac{r_{MN}}{r_{AM} r_{AN}}; \quad (7.6)$$

Гранична триточкова установка називається *установкою Гуммеля*. Для неї формула (7.2) записується як

$$E_{MN} = \frac{I\rho}{\pi r^2}, \quad (7.7)$$

де r – відстань від точки A до точки вимірювання поля O .

Формули (7.1) – (7.7) показують, що вимірювальні різності потенціалів ΔU_{MN} і електричне поле E_{MN} на поверхні однорідної Землі прямо пропорційні ρ . Як було зазначено раніше, кінцева мета геоелектричних досліджень – визначення питомого електричного опору землі по результатах геофізичних вимірювань, тому виразимо, наприклад, за допомогою формули (7.1) питомий опір через решту величин:

$$\rho = K \Delta U_{MN} / I, \quad (7.8)$$

де K – коефіцієнт, який визначають геометричними параметрами установки (геометричний коефіцієнт установки):

$$K = 2\pi (I/r_{AM} - I/r_{BM} + I/r_{BN} - I/r_{AN})^{-1}. \quad (7.9)$$

У випадку симетричної чотириточкової установки (установки Шлюмберже), згідно (7.3), записуємо:

$$K = \pi r_{AM} r_{AN} / r_{MN}. \quad (7.10)$$

Для триточкової установки відповідно до (7.6) одержуємо:

$$K = 2\pi r_{AM} r_{AN} / r_{MN}. \quad (7.11)$$

Вираз, аналогічний (7.8), можна за допомогою (7.2) одержати для граничних вимірювальних установок:

$$\rho = K_E E_{MN} / I, \quad (7.12)$$

де для симетричної граничної установки відповідно до (7.5) маємо:

$$K_E = \pi r^2, \quad (7.13)$$

а для установки Гуммеля, згідно (7.7) знаходимо:

$$K_E = 2\pi r^2. \quad (7.14)$$

Формули (7.8) – (7.14) дають можливість по відомій силі струму I в ланцюгу живлення і різності потенціалів ΔU_{MN} між вимірювальними електродами, розташованими на поверхні однорідного середовища, або за величиною електричного поля E_{MN} визначити питомий електричний опір цього середовища.

Однак реальний розріз землі далеко не однорідний. Тому при підстановці, наприклад, в (7.8) результатів реальних вимірювань ми отримуємо не істинний питомий опір будь-якого шару землі, а деяку фіктивну, уявну величину, позначену ρ_K , яку називають *уявним питомим електричним опором*:

$$\rho_K = K \Delta U_{MN} / I. \quad (7.15)$$

Уявний питомий електричний опір заздалегідь відрізняється від істинного опору шару землі і носить фіктивний характер. Проте визначити цей параметр надзвичайно корисно, оскільки, як ми побачимо далі, він дозволяє в підсумку після відповідного аналізу судити про істинний опір землі.

Як приклад розглянемо наступну ситуацію. Нехай геологічний розріз землі складається із трьох горизонтальних прошарків різного питомого електричного опору ρ_1 , ρ_2 і ρ_3 . Розташуємо на поверхні землі симетричну чотириелектродну установку $AMNB$. Як ми вже знаємо (див. 6.4), глибина проникнення постійного електричного поля в землю визначається половиною відстані між електродами живлення A і B . Спочатку припустимо, що відстань AB набагато менша за товщину першого прошарку. Тоді все поле, яке посиляється в землю, затухає, не досягнувши другого прошарку. Іншими словами, поле «не відчуває» другого і тим більше третього прошарків; для нього увесь розріз наче складається із порід першого прошарку, тобто є однорідним з опором ρ_1 . Отже, уявний опір, вирахований для такої установи, співпадає з опором першого прошарку: $\rho_K = \rho_1$.

Якщо збільшити відстань (рознесення) між електродами живлення A і B , причому так, щоб $AB/2$ було порівнянно з товщиною першого прошарку, то поле почне проникати у другий прошарок, і на величину ρ_K буде впливати як на ρ_1 , так і на ρ_2 . При подальшому збільшенні рознесення AB поле проникає в третій прошарок і опір останнього ρ_3 також починає впливати на ρ_K . Таким чином, по мірі зростання розносів електродів живлення електричне поле все глибше проникає в землю. При цьому дослідженні одержують інформацію про все більш глибокі прошарки землі, як би зондують розріз по вертикалі.

Описана вище методика одержала назву *вертикального електричного зондування* (скорочено ВЕЗ). Основний польовий матеріал робіт методом ВЕЗ – польові криві уявного опору: графіки залежності ρ_K від параметра глибинності дослідження $AB/2$. При побудові цих графіків з метою зручності подальшої інтерпретації (про що буде сказано в 7.14) по вертикальних і горизонтальних вісях декартової системи координат відкладають не самі значення ρ_K і $AB/2$, а їх десятичні логарифми. Тому криві ВЕЗ будують на білогарифмічних бланках, по вертикальним і горизонтальним вісям яких відкладені логарифми досліджуваних величин. Ці криві якісно відображають зміну питомого електричного опору землі по вертикалі, хоча чисельно уявні опори в загальному випадку не співпадають з істинними опорами відповідних прошарків розрізу.

Тому для кількісного визначення параметрів геоелектричного розрізу польові криві ВЕЗ слід піддавати відповідній розшифровці (кількісній інтерпретації). Методика такої інтерпретації буде описана в розділі 8.

Детальне електричне зондування. Поряд з методом вертикального електричного зондування при електророзвідці на постійному електричному струмі широко застосовують метод *дипольних електричних зондувань* (скорочено ДЗ), вперше запропонованому і теоретично обґрунтованому російським ученим Л. М. Альпінім.

При роботі методом ДЗ використовують *дипольну вимірювальну установку*, яка складається з двох пар зближених електродів: AB – живлення і MN вимірювальних. При цьому пари AB і MN віддалені одна від одної на відстань r , яка істотно перевищує довжини AB і MN . Таким чином, зближенні між собою електроди живлення і вимірювання утворюють, відповідно, AB диполь живлення і MN диполь вимірювання. Відстань r між центрами цих диполів називається *рознесенням дипольної установки*. Величина рознесення r (аналогічно параметру $AB/2$ в методі ВЕЗ) визначає глибину досліджень з дипольною установкою.

Головний вимірювальний параметр в методиці ДЗ (так само, як і в ВЕЗ) – уявний опір ρ_K :

$$\rho_K = K_{ДЗ} \Delta U_{MN} / I. \quad (7.16)$$

У формулі (7.16) геометричний коефіцієнт $K_{ДЗ}$ так само, як і в (7.15) залежить від геометрії вимірювальної установки (розмірів диполів AB і MN , їх відстані r один від одного і взаємної орієнтації).

Якщо розріз однорідний, то формула (7.16) дає можливість визначити його істинний опір $\rho = \rho_K$. Для неоднорідних же середовищ ρ_K - деяка фіктивна, уявна величина, яка складним чином відображає істинний розподіл опорів.

Методика ДЗ полягає в послідовному визначенні ρ_K для ряду рознесень r , які зростали. При цьому або диполь AB залишають нерухомим, а диполь MN віддаляють від нього, або обидва диполя розсувають в різні боки так, щоб точка, яка відповідає середині відстанні між ними, була нерухомою. В результаті на білографічному бланці будують графік залежності ρ_K від r , який

називають *польовою кривою* ДЗ. Оскільки r (аналогічно параметру $AB/2$ і ВЕЗ) визначає глибину досліджень, то польова крива ДЗ якісно показує характер зміни електричного опору розрізу по вертикалі. В загальному випадку форма кривиз ДЗ і ВЕЗ однотипна. Методика їх кількісної інтерпретації також подібна і буде описана в розділі 8.

Електричне профілювання. При вертикальному і дипольному електричних зондуваннях, як зазначалося вище, центр вимірювальної установки залишається нерухомим, а послідовно збільшуються або відстань між електродами живлення AB , або рознесення r між диполем живлення AB і вимірювальним диполем MN . Однак можлива і інша методика робіт, при якій фіксують рознесенні установки AB і MN і відстань між ними, а всю установку як єдине ціле пересувають уздовж профілю. В цьому випадку глибина дослідження не змінюється, тому визначений при кожному положенні установки уявний опір відображає зміну електричних властивостей гірських порід уздовж профілю в горизонтальному напрямку. Така методика одержала назву *електричного профілювання* (скорочено ЕП). Електричне профілювання можливе як із симетричною установкою, яка застосовується в ВЕЗ, так і з дипольною установкою, яка застосовується в ДЗ. Основним початковим матеріалом електропрофілювання є *графіки і карти* зміни уявного питомого електричного опору уздовж профілю або по площі (при фіксованих рознесеннях AB або r).

Розріз тут представлений двома товщами: глинами з низьким опором ρ_1 і вапняками з високим опором ρ_2 . В покрівлі вапняків є антиклінальне підняття. Очевидно, що ліворуч і праворуч від антикліналі поле, створене електродами A і B , не досягає другого прошарку і, отже, ρ_K в цих зонах наближається до ρ_1 . Однак над склепінням антикліналі поле вже «відчуває» вплив високоомного другого прошарку (так як відстань до нього співмірна з глибиною проникнення $AB/2$) і ρ_K зростає. Таким чином, якісно крива електропрофілювання повторює форму високоомної основи.

7.2. Електромагнітні зондування з контролюваними

джерелами поля

Серед широкого набору методів електророзвідки, які застосовують при пошуках родовищ нафти і газу, найбільше розповсюдження одержали електромагнітні зондування з контрольованими джерелами поля, які використовують змінні електромагнітні поля.

Розрізняють дві головні модифікації електромагнітних зондувань із штучними джерелами: частотне (ЧЗ) і становленням поля (ЗС). Ці методи відрізняються один від одного тим, що в ЧЗ використовуються гармонійні в часі поля, а в ЗС вивчається процес становлення поля в землі. Разом з тим в межах обох модифікацій застосовують аналогічні схеми вимірювань, методику обробки та інтерпретації даних польових вимірювань.

Схема вимірювань в методах електромагнітних зондувань. Методи електромагнітних зондувань, як вже було відзначено вище, засновані на вивченні штучно збуджених в землі змінних електричних полів.

Найбільш широке застосування одержали два способи збудження змінного електромагнітного поля в землі. Перший заснований на пропусканні змінного електричного струму через електроди живлення A і B , занурені в землю. Він носить назву *гальванічний спосіб збудження поля*. При другому способі на поверхні землі вкладають електричний дріт у вигляді петлі достатньо великого перетину (наприклад, у випадку петлі у формі квадрату розміри останнього можуть бути $100 \times 100 \text{ м}^2$ або $300 \times 300 \text{ м}^2$ і т.д.). По петлі пропускають змінний електричний струм. При цьому за законом електромагнітної індукції в просторі, який оточує петлю S_0 , виникає змінне магнітне поле, яке, у свою чергу, індукує в провідній землі електричні струми. Такий спосіб одержав назву *індукційного способу збудження поля*. Він має ту перевагу, що дає можливість збуджувати електромагнітне поле в умовах високого опору верхнього поля розрізу, коли гальванічне збудження землі затруднене.

Компоненти створюваного в землі змінного електромагнітного поля вимірюють або за допомогою вимірювальних електродів M і N (як в методах

постійного струму), або за допомогою вимірювальної петлі S (або індукційних датчиків). В першому випадку змінна різності потенціалів ΔU_{MN} , виміряна на електродах M і N і поділена на відстань MN . Дає наближенне значення електричного поля E в центрі диполу MN . У другому випадку вимірюється електрорушійна сила (ЕРС індукції ΔU_{B_z}), яка наводиться в петлі S (або в обмотці індукційного датчика) під дією змінного магнітного поля, що його пронизує. Ця величина за законом Фарадея пропорційна швидкості зміни вертикальної компоненти магнітного поля B_z . Отже, петля дає можливість визначати наближенне значення швидкості вимірювання вертикальної компоненти магнітного поля $\partial B_z / \partial t$ в її центрі.

Частотне зондування полягає у вимірюванні змінного електромагнітного поля гармонійного диполя і вивченні залежності компонент цього поля від частоти ω . Метод ЧЗ був запропонований А. П. Караєвим, а потім розвинений в роботах А. П. Іванова, О. А. Скугарєвської, Г. В. Молочнова, Л. Л. Ваньяна, Б. С. Ененштейна та багатьох інших учених. При частотних зондуваннях відстань від джерела до точки спостереження (разнесення установки r) під час зондування залишається фіксованим, а частота струму живлення в диполі закономірно змінюється від високих до низьких значень. При цьому вимірювання зазвичай проводяться на відстанях r , які істотно перевищують глибину до горизонту вивчення (як кажуть, в дальній зоні джерела).

Згідно результатам 6.5, глибина дослідження повністю визначається частотою поля ω , тому, змінюючи частоту струму, який живить диполь AB або петлю S_0 , можна керувати глибиною проникнення поля і таким чином одержувати відомості про електричні властивості розрізу на різних глибинах.

Основний параметр розрізу, який визначається в методі ЧЗ (так само, як і в методах постійного струму), – уявний питомий електричний опір:

$$\rho_K = K_{\text{чз}} \Delta U / I, \quad (7.17)$$

де ΔU – амплітуда різності потенціалів між електродами M і N , або ЕРС індукції, наведеної в петлі S ; I – амплітуда гармонійних коливань струму, який живить диполь AB або петлю S_0 ; $K_{\text{чз}}$ – геометричний коефіцієнт, що залежить

від виду вимірювальної установки та її геометрії, тобто від рознесення електродів AB і MN , розмірів петель S_0 , S і відстаней між ними.

Якщо земля однорідна і характеризується опором ρ , формула (7.17) незалежно від частоти ω і дає саме цей опір:

$$\rho_K = \rho$$

Якщо земля горизонтально-шарувата, величина ρ_K показує деяке сумарне значення опорів прошарків до глибини, яка визначається глибиною проникнення поля δ_e . Згідно (6.22) величина δ_e пропорційна $T^{1/2}$, де $T = 2\pi/\omega$ – період гармонійних коливань.

Таким чином, зменшуючи частоту ω струму живлення, ми все глибше проникаємо в землю і одержуємо інформацію про зміни параметрів геоелектричного розрізу по вертикалі. При цьому зменшення частоти призводить до такого ж самого ефекту, що і збільшення рознесення $AB/2$ або r в методах ВЕЗ або ДЗ.

За даними польових спостережень відповідно до (7.17) на білогарифмічному бланку будують графік залежності ρ_K від параметру глибинності $T^{1/2}$. Цей графік носить назву *польової кривої* ЧЗ. Польові криві ЧЗ – основа для наступної кількісної інтерпретації, тобто для визначення істинних опорів прошарків геоелектричного розрізу.

Перевага методу ЧЗ порівняно із звичайною методикою електричних зондувань на постійному струмі (ВЕЗ або ДЗ) полягає в наступному: 1) можливість виконання зондування на одному фіксованому розрізі; 2) використання змінного струму дає можливість вести розвідку під прошарками-ізоляторами, що недоступно методам постійного струму; 3) при роботі на фіксованих частотах легко усувається вплив індустріальних і природніх перешкод.

Зондування становленням електромагнітного поля в дальній і ближній зонах. Метод зондування становленням поля ЗС був розроблений радянськими ученими А. Н. Тіхоновим, С. М. Шейнманном, Л. Л. Ваньяном, Л. З. Бобровніковим, Б. І. Рабиновичем та ін. В цьому методі використовують ті самі вимірювальні установки, що і в ЧЗ, однак диполь AB або петлю S_0 живлять нестационарним електричним струмом. Найпростішим прикладом

нестационарного сигналу є ступеневий імпульс включення або виключення струму.

Розглянемо, наприклад, установку типу диполь – диполь (тобто джерелом струму слугує диполь AB , а вимірювання проводять за допомогою диполя MN) і дослідимо процеси, які відбуваються при миттєвому виключенні струму в ланцюгу живлення. При цьому різниця потенціалів на електродах M і N не миттєво спадає до нуля, а зникає поступово, змінюючись за складною кривою. Це пов'язано з тим, що в момент виключення струму в провідних областях геоелектричного розрізу індукуються вторинні струми, які в перший момент часу розподіляються в поверхневих прошарках, а потім починають проникати в глибину розрізу, поступово згасаючи з глибиною. Описаний процес носить назву *становлення поля* в землі, а графік залежності ΔU_{MN} від часу – *кривою становлення поля*; її форма залежить від параметрів геоелектричного розрізу. Як бачимо, глибина проникнення нестационарного електромагнітного поля в землю визначається часом t , який проходить з моменту виключення (або включення) струму в ланцюзі живлення. Ця властивість поля зумовлює можливість зондування становленням поля, при якому вивчається залежність компонент поля від часу становлення.

Основний параметр розрізу який визначається в методі ЗС, – уявний питомий електричний опір ρ_K .

Для однорізної землі незалежно від t уявний опір співпадає з істинним опором $\rho_K = \rho$. При виконанні зондувань на поверхні шаруватого розрізу величина ρ_K характеризує сумарний опір прошарків до глибини, яка визначається глибиною проникнення нестационарного поля в землю. В теорії методу ЗС показується, що ця величина пропорційна $\sqrt{2\pi t}$, де t – час становлення. Таким чином, величина ρ_K , визначена для малих тривалостей часу t , характеризує верхній прошарок землі. Обчислюючи ρ_K для великих значень t , ми одержуємо інформацію про більш глибокі прошарки розрізу. Іншими словами, величина $\sqrt{2\pi t}$ відіграє в методі ЗС таку саму роль, що і $T^{1/2}$ в ЧЗ або $AB/2$ у ВЕЗ.

За даними польових спостережень по відповідних формулах (які ми наведемо нижче) обчислюють значення ρ_K і на білогарифмічному бланку будуємо графік залежності ρ_K від $\sqrt{2\pi t}$. Цей графік називається польовою кривою ЗС. Це основний початковий матеріал для визначення істинних параметрів геоелектричного розрізу, тобто для кількісної інтерпретації.

Зауважимо, що в залежності від рознесення r між диполями живлення і вимірювальними диполями (або петлями), а також від величин часу, що вивчаються, процесу становлення поля розрізняють дві модифікації ЗС – в дальній (ЗСДЗ) і ближній (ЗСБЗ) зонах.

При зондуванні в дальній зоні рознесення установки r зазвичай в декілька разів перевищує глибину залягання досліджуваних горизонтів. При зондуванні в ближній зоні рознесення r наближається до глибини залягання досліджуваних горизонтів або навіть менше за неї.

В методі ЗСДЗ зондування виконують в дальній зоні джерела, а розрахунок ρ_K ведуть за формулою:

$$\rho_K = K_{ЗСДЗ} \Delta U / I, \quad (7.18)$$

де ΔU – різниця потенціалів, яка вимірюється між електродами M і N , або ЕРС індукції, що наводиться в петлі S ; I – сила постійного струму, який посиляється в диполь AB або петлю S_0 (до його виключення); $K_{ЗСДЗ}$ – геометричний коефіцієнт, який залежить від виду установки та її геометрії.

При роботах методом ЗСБЗ використовують ті ж самі схеми вимірювань, що і в методах ЧЗ та ЗСДЗ, однак спостереження ведуть поблизу джерела на відстані $r < H$, де H – проектована глибина розвідки. Найчастіше в методі ЗСБЗ використовують індукційні способи збудження і вимірювання поля. При цьому нерідко застосовують вимірювальну установку типу «петля в петлі» (тобто із суміщеними петлями S_0 і S) і вимірюють швидкість зміни вертикальної складової магнітного поля B_z , точніше ЕРС індукції, яка наводиться в приймальній горизонтальній петлі ΔU_{B_z} , а розрахунок ρ_K ведуть за формулою:

$$\rho_K = K_{ЗСБЗ} t^{-5/3} (\Delta U_{B_z} / I)^{-2/3}, \quad (7.19)$$

де I – сила струму в петлі живлення; t – час становлення поля; $K_{ЗСБЗ}$ – геометричний коефіцієнт установки.

Відстежуючи зміну ρ_k з плином часу можна, як і в методі ЗСДЗ, вивчити зміну параметрів геоелектричного розрізу від верхніх горизонтів до сумарних, більш глибоко залягаючих прошарків. Таким чином, прийоми реєстрації і обробки даних в методах ЗСБЗ і ЗСДЗ дуже схожі між собою. Відмінна особливість обробки даних в методі ЗСБЗ полягає в побудові поряд з кривими уявних опорів так званих кривих уявної провідності $S_k(t)$. Ця величина визначається поздовжньою провідністю провідної площини, еквівалентної пачці прошарків розрізу до глибини проникнення поля в момент часу t_0 .

В цілому метод зондування становленням поля поєднує в собі, з одного боку, вже зазначені для ЧЗ переваги використанні змінного струму, а з іншого – надзвичайну практичну простоту створення джерела імпульсного сигналу (імпульсу включення або виключення струму). Цим і визначається широке застосування цього методу на виробництві.

Електромагнітні зондування з потужними імпульсними джерелами струму (ПГД-генератором). До недавня на практиці електророзвідувальних робіт як джерело струму використовувалися автомобільні або дизельні генератори, потужність яких не перевищувала 60-150 кВт, а сила струму в навантаженні – не більше 50-199 А. Такі джерела дозволяють зондувати землю на глибину не більше декількох кілометрів. Разом з тим в останні роки в нафтовій і газовій геології визначилися чітка тенденція пошуку нафтових і газових родовищ на більших глибинах. Крім того, для прогнозу зон, перспективних з точки зору пошуку родовищ нафти і газу, а також для вивчення генезису цих родовищ необхідне зондування Землі на значно більшу глибини, аж до границі верхньої мантії. Для вирішення вказаних задач були необхідні принципово нові джерела електричного струму. До таких джерел відносяться потужні імпульсні магнітогідродинамічні (МГД) генератори, які дозволяють в імпульсах тривалістю 10 с і більше подавати на навантаження потужності до 80-100 тис. кВт і посилати струм силою до $(5-20) \cdot 10^3$ А! Теорія і технологія виготовлення МГД-генераторів для геофізичних досліджень була

розроблена великим колективом учених під керівництвом академіка Є. П. Веліхова.

Коротко розглянемо принцип роботи МГД-генератора. Він представляє собою пороховий ракетний двигун, який дозволяє здійснювати пряме перетворення енергії плазми в електричний струм.

В генераторі плазми згорає тверде паливо з добавками легко іонізуючих речовин. Електричний потік так званої «холодної» плазми, що при цьому утворюється, і температура якого складає 3000°C , з великою швидкістю проходить із генератора плазми в МГД-канал, який має прямокутний переріз. Верхня і нижня стінки МГД-каналу виконані із термостійкого ізоляційного матеріалу, бічні стінки мають металеве покриття, які відіграють роль струмозійомних електродів. Зверху і знизу від МГД-каналу закріплені безсердечникові соленоїди, по яких одночасно із включенням генератора плазми пропускається від батареї початкового збудження струм великої сили. Цей струм створює поперечне магнітне поле, в якому потік плазми зазнає різкого гальмування. В результаті між електродами в плазмі – рухомому провіднику – виникає електрорушійна сила, поперечна магнітному полю $\vec{H}$ і напрямку потоку провідної плазми $\vec{v}_p$. Ця ЕДС породжує в електродах, розташованих на бічних стінках МГД-каналу, струм великої сили I_H , який і подається в навантаження.

Поле МГД-генератора розповсюджується на великі глибини (десятки кілометрів), водночас охоплює досить великі за площею території на поверхні землі. У зв'язку з цим методика роботи з МГД-генератором істотно відрізняється від стандартної методики електромагнітних зондувань, при якій ми маємо одну точку збудження і одну точку прийому сигналу.

При МГД-зондуваннях реєстрацію здійснюють одночасно в декількох точках на профілі або площі робіт за допомогою цифрової або аналогової апаратури. З цією метою зараз розробляється спеціальна апаратура ЦЕС-МГД (див. 7.4). За допомогою цієї апаратури (або стандартних станцій типу ЦЕС-2) одночасно вимірюють одну (як правило, вертикальну) компоненту магнітного поля або декілька електричних і магнітних компонент (до п'яти: E_x , E_y , H_x , H_y ,

H_z) в багатьох точках на площі дослідження. В результаті одержують карту просторово-часового розподілу електромагнітного поля МГД-генератора в районі досліджень.

Таким чином, основна задача польових геофізичних досліджень з МГД-генератором – вивчення просторово-часової структури поля МГД-джерела на поверхні землі. У свою чергу, особливості структури цього поля відображають особливості геоелектричної побудови розрізу.

Основні переваги роботи з МГЖ-генераторами наступні: 1) велика глибинність дослідження; 2) висока роздільна здатність методу – за рахунок високоточного виділення потужного імпульсного сигналу на фоні перешкод; 3) можливість вивчення горизонтальних геоелектричних неоднорідностей розрізу, пов'язаних із петрофізичними властивостями порід (останнє надзвичайно важливе при пошуках нафтових або газових покладів, а також гідротермальних джерел).

7.3. Магнітотелуричні і магнітоваріаційні методи розвідки

Магнітотелуричні та магнітоваріаційні методи засновані на вивченні природного змінного електромагнітного поля Землі, природа і властивості якого були описані в 6.6.

На сьогодні вже створені і ефективно застосовуються на практиці різні системи спостережень магнітотелуричного поля. В залежності від цих систем і характеру самих вимірювань розрізняють основні модифікації: магнітотелуричне зондування (МТЗ), магнітотелуричне профілювання (МТП), метод телуричних струмів (ТС), магнітоваріаційне зондування (МВЗ), магнітоваріаційне профілювання (МВП), глибинне електромагнітне зондування (ГЕМЗ). Охарактеризуємо коротко кожен модифікацію.

Магнітотелуричні методи. Основний магнітотелуричний метод – магнітотелуричне зондування, яке полягає в одночасній реєстрації горизонтальних компонент магнітотелуричного поля E_x , E_y , H_x , H_y , H_z в одній

або в декількох точках на поверхні землі. Основа теорії МТЗ була закладена в класичних роботах А. П. Тихонова та Л. Каньяра.

Вимірювальна установка методу МТЗ складається із пари взаємно ортогональних вимірювальних ліній M_1N_1 і M_2N_2 ,

$$\begin{aligned} E_x &\approx \Delta U_{M_1N_1} / M_1N_1; \\ E_y &\approx \Delta U_{M_2N_2} / M_2N_2 \end{aligned} \quad (7.20)$$

і пари магнітометрів, які вимірюють горизонтальні компоненти магнітного поля H_x і H_y .

Співвідношення взаємно ортогональних компонент електричного і магнітного полів, виміряних на поверхні Землі, носить назву *хвильового опору* або *вхідного імпедансу* розрізу. Вхідний імпеданс позначається буквою Z і на поверхні горизонтально-шаруватого середовища дорівнює:

$$Z = E_x / H_y = -E_y / H_x. \quad (7.21)$$

Імпеданс Z , визначений по формулі (7.21), часто називають *імпедансом Тихонова – Каньяра*.

У випадку однорідного середовища по виміряному на поверхні Землі вхідному імпедансу можна визначити істинний питомий опір ρ за формулою:

$$\rho = 0,2T |Z|^2. \quad (7.22)$$

де імпеданс відповідно до (7.21) виражається в (мВ/км)/нТ, період T – в с, ρ – в Ом·м.

Якщо середовище, що вивчається, неоднорідне, вираз (7.22) дає величину деякого фіктивного опору, який носить назву, як і в інших методах електророзвідки, *уявного питомого електричного опору*:

$$\rho_K = 0,2T |Z|^2. \quad (7.23)$$

В магнітотелуричному зондуванні, як правило, вивчають регулярні короткоперіодичні варіації, які мають правильну квазісинусоїдальну форму і характеризуються періодами від частки секунд до десятка хвилин. Це дає можливість визначати імпеданс Z і ρ_K для різних періодів варіацій. В той же час період варіацій визначає глибину проникнення магнітотелуричного поля в землю – згідно (6.22) глибина проникнення поля пропорційна квадратному кореню із періода: $\delta_e \approx T^{1/2}$. Таким чином, уявний електричний опір, обчислений

за (7.23) для варіацій з різними періодами, несе інформацію про геоелектричні прошарки, які залягають на різній глибині.

Графік залежності ρ_K від $T^{1/2}$, побудований на білогарифмічному бланку, носить назву польової кривої МТЗ. Польові криві МТЗ якісно показують характер зміни електричних властивостей розрізу по вертикалі. Методи кількісної інтерпретації результатів МТЗ ми розглянемо в 8.2.

Таким чином, магнітотелуричне зондування засноване на тих самих принципах частотного зондування землі, які реалізовані в методі ЧЗ. Відмінність полягає лише в тому, що в ЧЗ використовується штучне джерело поля, а в МТЗ – змінне електромагнітне поле природного походження.

Магнітотелуричне профілювання. Магнітотелуричне профілювання (МТП) являє собою спрощену модифікацію МТЗ, в якій вивчаються варіації магнітотелуричного поля у вузькому діапазоні періодів. Оскільки період варіацій поля визначає глибину його проникнення в Землю, то при виконанні магнітотелуричного профілювання ми досліджуємо, як саме змінюються за профілем або площею властивості геоелектричного розрізу на деякій постійній глибині (звідси і термін – профілювання).

Найбільш сприятливі для виконання МТП розрізи, в яких високоомний опірний горизонт перекритий порівняно добре провідними відкладеннями. Такі розрізи типові для поверхонь кристалічного фундаменту, а провідні прошарки представлені породами осадового чохла. Із теорії магнітотелуричних методів відомо, що у вказаних геологічних ситуаціях для певних періодів варіацій імпеданс, що визначається за (7.21), зворотно пропорційний сумарній повздовжній провідності надопірної товщі:

$$S = 796 / |Z|. \quad (7.24)$$

Отже, з'являється можливість по вимірюванні імпедансу на будь-якій одній фіксованій частоті (періоді) визначати сумарну повздовжню провідність S провідної товщі розрізу, будувати графіки і карти зміни S уздовж профілю або по площі. Ці карти, як буде показано в 8.3, дають можливість визначати глибину залягання H покрівлі високоомного горизонту (наприклад, поверхні кристалічного фундаменту).

Метод телуричних струмів. Метод телуричних струмів (скорочено ТС) заснований на вимірюванні на поверхні Землі тільки електричних компонентів магнітотелуричного поля. При цьому спостереження проводять одночасно на двох точках – базисній (Б) і польовій (П). По вимірюванням природного змінного електричного поля в одній точці на поверхні Землі ми не можемо судити про електропровідність Землі, так як величина й інтенсивність телуричного поля в даній точці визначаються не тільки електричними властивостями земних надр, а й інтенсивністю і конфігурацією іоносферних струмових вихорів, які збуджують поле і безперервно змінюються в часі. В методі МТЗ ми позбавлялися від цього впливу шляхом нормування (ділячи) електричне поле на магнітне (при обчисленні імпедансу за формулою (6.45)). В методі телуричних струмів таке нормування здійснюють шляхом поділу середньої напруженості електричного поля в польовій точці E_p на середню напруженість поля в базисній точці E_B . Одержана при цьому середня відносна напруженість поля ТС позначається як $K_{ТС}$ і називається телуропараметром:

$$K_{ТС} = E_p / E_B. \quad (7.25)$$

Телуропараметр $K_{ТС}$ вже не залежить від мінливості іоносферного вихору струму, а визначається тільки геоелектричними властивостями розрізу, зокрема для розрізів, які містять високоомний опірний електричний горизонт. Величина $K_{ТС}$ пропорційна сумарній поздовжній провідності над опірної товщі.

Магнітоваріаційні методи. Один із розповсюджених на практиці магнітоваріаційних методів – магнітоваріаційне профілювання, полягає в реєстрації варіацій всіх трьох компонент магнітного поля H_x , H_y , H_z . З цією метою застосовується або аналогова апаратура (магніто варіаційні або магніто телуричні станції), або цифрові станції ЦЕС (див. 7.4). При цьому спостереження проводяться або за допомогою однієї станції, яка послідовно переміщується по профілю, або за допомогою двох синхронно працюючих станцій, розташованих в базисній B і польовій P точках (як в методі ТС). В залежності від задачі вивчаються магнітні варіації в інтервалі від декількох секунд до декількох годин і навіть діб. Обробка спостережень полягає або в візуальному виділенні квазісинусоїдальних варіацій (при ручній обробці), або в

часовому спектральному аналізу магнітних варіацій з наступним визначенням співвідношень компонент магнітного поля в базисній і польовій точках. Величини цих співвідношень залежать тільки від положення точок спостереження, частоти ω і параметрів геоелектричного розрізу, тобто є функціями електропровідності. Якісний і кількісний аналіз цих функцій дає можливість вирішувати зворотні геоелектричні задачі, зокрема, будувати карти розподілу S .

Одна із модифікацій магнітоваріаційного методу – *магнітоваріаційне зондування*. Методика польових вимірювань при МВЗ аналогічна застосованій в МВП, однак головна задача досліджень полягає у визначенні вертикального розподілу електропровідності з глибиною (зокрема, в рамках одномірних геоелектричних моделей). Прикладом такого методу може бути МВЗ по способу просторових похідних. В цьому методі по результатах вимірювань в декількох кольових точках, які оточують базисну, приблизно визначати горизонтальні похідні магнітоваріаційного поля, а по них відповідно до формули

$$Z = -i\omega \mu_0 \frac{H_z}{\partial H_x / \partial x + \partial H_y / \partial y}. \quad (7.26)$$

Знаходити імпеданс Z , аналогічний звичайному імпедансу Тихонова – Каньяра, що визначався в методі МТЗ. За допомогою імпедансу Z , одержаному магніто варіаційним методом, можна також визначати уявний опір розрізу і будувати криві зондування.

7.4. Електророзвідувальна апаратура

Основні вимоги до електророзвідувальної апаратури і обладнання визначаються використанням методом і специфікою виконуваних польових робіт.

У більшості методів електророзвідка (як на постійному, так і на змінному струмі) головні вимірювальні величини – різність потенціалів між приймальними електродами (або ЕРС індукції в приймальній петлі) і сила

струму в живильному ланцюгу. Крім того, в магнітотелуричних і магнітоваріаційних методах вимірюються складові геомагнітного поля. Коротко охарактеризуємо основні типи застосованій в електророзвідці апаратури і принципах її побудови.

Апаратура для роботи на постійному струмі. Для вимірювання постійної різності потенціалів і постійного струму використовують три способи: 1) компенсаційний; 2) автокомпенсаційний; 3) осцилографічний.

Компенсаційний спосіб заснований на порівнянні вимірювальної і відомої різностей потенціалів.

Тут гальванічний елемент E навантажений на ділянку напруги R . В загальному випадку між електродом M і точкою m ділянки напруги R існує деяка різність потенціалів, яка фіксується гальванометром G . Однак, рухаючи повзунок p ділянки, можна досягти такого положення, що компенсаційна різність потенціалів $\Delta U_{mn} = j_K R_{mn}$ буде дорівнювати вимірювальній різності потенціалів між електродами M і N : $\Delta U_{MN} = \Delta U_{mn}$ (при відповідній полярності підключення вимірювальних електродів). У цьому випадку гальванометр G відзначить відсутність струму і, отже, рівність потенціалів між точками M і m . Таким чином, фіксуючи (по показанню гальванометра) те показання повзунка ділянки R , при якому вимірювальна різність потенціалів виявляється рівною відомому падінню напруги на ділянку, ми і визначаємо ΔU_{MN} :

$$\Delta U_{MN} = \Delta U_{mn} = j_K R_{mn}. \quad (7.27)$$

Знаючи електрорушійну силу елемента E і всі опори R ділянки, по якому протікає компенсаційний струм, можна вирахувати величину цього струму:

$$j_K = E / R_{const}. \quad (7.28)$$

Після підстановки (7.28) у (7.27) одержуємо:

$$\Delta U_{MN} = (E / R) R_{mn}. \quad (7.29)$$

Таким чином, визначення ΔU_{MN} зводиться до зняття відліку з повзунка ділянки R_{mn} в момент компенсації. Компенсаційний спосіб реалізовано в одному із перших електророзвідувальних приладів – потенціометрі ЕП-1.

Автокомпенсаційний спосіб відрізняється від компенсаційного тим, що різність компенсації потенціалів підбирають автоматично без участі оператора. Цей спосіб реалізовано в автокомпенсаторах, які серійно випускаються, типу ЕСК (електророзвідувальний стрілочний компенсатор).

Осцилографічний спосіб характеризується тим, що як вимірювальний пристрій використовують гальванометр, підключений до електродів M і N . Принцип дії дзеркального гальванометра заснований на властивості провідника (рамки) із струмом повертатися в поле постійного магніту. При цьому кут повороту пропорційний силі струму, який протікає в рамці, тобто прикладеної до рамки різності потенціалів ΔU_{MN} , що вимірюються. Цей кут повороту вимірюють за допомогою дзеркальця, поміщеного на нитці підвісу рамки. Промінь світла, спрямований від освітлювача на дзеркальце, відбивається на фотопапір, що рухається. При цьому відхилення відблиску променя нульової лінії запису (коли струм в рамці відсутній) пропорційно куту повороту дзеркальця і, отже, величині ΔU_{MN} .

Згадані вище принципи вимірювання постійної різності потенціалів реалізовані в відповідній електророзвідувальній апаратурі. Одним із перших електророзвідувальних приладів, який застосовувався на практиці робіт на постійному струмі, став електророзвідувальний потенціометр ЕП-1. В цьому приладі реалізовано компенсаційний спосіб вимірювання. Сьогодні промисловими підприємствами він вже не випускається і на виробництві використовується рідко.

Автокомпенсаційний спосіб реєстрації реалізовано в електронних стрілочних компенсаторах ЕСК-1, ЕСК-2 і в автокомпенсаторі електророзвідувальному АЕ-72. Компенсація вимірювальної різності потенціалів здійснюється підсилювачем змінного струму з перетворенням напруги на вході із постійної в пульсуючу і наступним механічним випрямленням його на виході.

Прилади цього типу дають можливість вимірювати не тільки різність потенціалів ΔU_{MN} між електродами вимірювання, але і струм в електродах живлення AB . Для цього струм живлення подається на внутрішній опір приладу

відомої величини і відбувається компенсація падіння напруги на цьому опорі за схемою, описаною вище. Вимірювальна таким чином різниця потенціалів пропорційна силі струму I , що відображено на відповідній шкалі приладу, яка дозволяє безпосередньо брати відліки в сантіамперах.

Подальше удосконалення приладів для вимірювання електричних полів в електророзвідці призвело до створення апаратури, яка працює на змінному електричному струмі низької частоти. Справа в тому, що закони розповсюдження низькочастотного струму в землі з високим ступенем точності співпадають із законами розповсюдження постійного електричного струму. В той же час застосування змінного струму виявляється технічно більш вигідним, оскільки дає можливість виключити вплив ЕРС поляризації приймальних електродів і промислових перешкод. В різний час в колишньому СРСР була розроблена апаратура низької частоти різних типів: АНЧ-1, АНЧ-3, ІКС-1, ІКС-50.

Електророзвідувальні станції. Представляють собою комплект апаратури, встановленої на одній або двох автомашинах. Вони призначені для виконання польових електророзвідувальних робіт як методами постійного, так і змінного струму.

Найбільшого розповсюдження набули станції, що мають загальне позначення ЕРС і складаються з двох основних вузлів – генераторної групи та вимірювальної лабораторії, змонтованих на двох автомобілях (як правило, підвищеної прохідності).

Вимірювальна лабораторія призначена для вимірювання різності потенціалів (ЕРС індукції) в методах ВЕЗ, ДЗ, ЧЗ, ЗС, а також при магніто телуричних дослідженнях. Як основний спосіб реєстрації використовується осцилографічний спосіб із записом вимірюваної різності потенціалів (ЕРС індукції) на фотопапері.

Генераторна група призначена для посилення постійного або змінного струму в ланцюг живлення (електроди AB або петлю S_0) і вимірювання сили цього струму. Вимірювальна лабораторія і генераторна група оснащені

радіостанціями, які забезпечують зв'язок між ними і синхронність реєстрації вимірювальних сигналів.

Цифрова електроозвідувальна станція ЦЕС-2 призначена для реєстрації в польових умовах п'яти компонент магнітотелуричного поля E_x , E_y , H_x , H_y , H_z . Величина електричного сигналу, який надходить від датчиків (вимірювальних електродів або магнітометрів), вимірюється по величині в дискретні значення часу і вже в цифровому вигляді (в II-розрядному двійковому коді) записується на магнітну стрічку. Основною перевагою цифрового запису перед аналоговим є великий динамічний діапазон запису, а також можливість повної автоматизації процесу обробки та інтерпретації результатів спостережень, так як цифрові дані, записані на магнітну стрічку, можуть бути безпосередньо уведені в ЕОМ.

В цифровій станції ЦЕС-2 (рис. 28) варіації магнітотелуричного поля перетворюються датчиками поля в електричні сигнали і паралельно по п'яти каналах надходять до підсилювача $У$. Підсилені сигнали через компенсатори $К$ прямують в блок комутаторів БК, який по черзі фіксує дискретну амплітуду сигналу кожного каналу. Тривалість дискретизації Δt може бути змінено відповідним перемикачем в діапазоні 2,5-72,0 мс $\pm 0,1\%$. Далі вхідні сигнали подаються по черзі в панель кодування ПК. В цій панелі величини амплітуди електричних сигналів за допомогою перетворювача аналог – код (містить спеціальні мікросхеми, подібні до блоків ЕОМ) переводяться в цифрову форму і кодуються в двійковій системі обчислення (в II-розрядному двійковому коді). Цифровий сигнал надходить до панелі управління ПУ, де, після додавання п'яти розрядів службової інформації формуються 16-розрядні слова.

РИС

Рис. 28. Блок-схема цифрової електророзвідувальної станції ЦЕС-2 (за В. Н. Ключкіним): 1 – сигнальні ланцюги, 2 – ланцюги управління

Сьогодні для вимірювання поля в методах ЧЗ, ЗСДЗ, ЕСБЗ (так само, як і в магнітотелуричних методах) найбільш широко застосовуються електророзвідувальні станції типу ЦЕС-2.

Записи, одержані на ЦЕС, уводяться в ЕОМ за допомогою спеціального пристрою уведення ВП-2. Електрона обчислювальна машина за відповідними програмами, що реалізують методи обробки електророзвідувальних даних, розраховує польові криві електромагнітних зондувань (або профілювань), а потім за методикою, описаною нижче, здійснює їх інтерпретацію.

Останнім часом почався випуск цифрових станцій ЦЕС-3, до складу яких входить мініЕОМ, яка автоматично контролює і керує роботою станції, а також первинну обробку даних в реальному масштабі часу (тобто безпосередньо в польових умовах).

7.5. Геологорозвідувальні задачі, які вирішуються електророзвідувальними методами

Сьогодні методи електророзвідки застосовують для вирішення широкого кола геологічних задач, головні з яких наступні.

При регіональних дослідженнях:

- визначення глибини залягання прошарків підвищеної провідності в нижній частині земної кори у верхній мантії;
- визначення глибини залягання поверхні високоомного кристалічного фундаменту;
- вивчення розломів у фундаменті в осадовому чохла;
- розчленування осадового чохла – вивчення поверхонь високоомних та низькоомних проміжних горизонтів;
- відстеження зон вклинювання літологічних комплексів.

При напівдетальних і детальних дослідженнях:

- детальне вивчення рельєфу поверхні фундаменту;
- виділення і прогнозування локальних структур в осадовому чохла, у тому числі перспективних на нафту і газ;
- пошуки підсольових локальних структур в складчастих областях;
- картування насувів і піднасувних структур;

- прогнозування неантиклінальних родовищ нафти і газу типу рифів, літологічно, стратиграфічно та тектонічно екранованих пасток;
- при прямому пошуку родовищ нафти і газу (як зон, які характеризуються аномально високим питомим опором).

Перераховані геологічні задачі вирішуються або окремими електророзвідувальними методами, або їх комплексом. Оптимально комплексування електророзвідувальних методів із сейсмічними, що істотно підвищує економічну ефективність геофізичних досліджень (питання комплексування детально будуть розглянуті в шостому розділі). В районах із несприятливими сейсмологічними умовами (Якутск, Сахалін, Таджикистан) електророзвідувальні методи являються провідними в комплексі регіональних геофізичних досліджень.

В даний час найбільш крупні площинні електророзвідувальні роботи виконуються на Російській платформі, у Західному Сибіру, на Східно-Сибірській платформі, на Сахаліні та Камчатці, в Таджикиській депресії, у Східному Передкавказзі, на Прикаспійській западині, Передуральному прогині. На території Західного Сибіру методами МТП-МТЗ уперше були виділені аномалії сумарної поздовжньої провідності S платформених відкладень, пов'язаних із Уренгойською, Ведмежою, Ювілейною та іншими структурами, на яких в наступному були виявлено родовища нафти і газу. В Прикаспійській низовині та в Прибалтиці комплексом методів зондування становленням поля в сейсморозвідці виявлено нафто- і газonosні структури в осадовому чохла. Методами МТЗ, ТТ та ЗС вивчено піднасувну будову Передуральського прогину та західного схилу Уралу. В межах кожного із згаданих районів по даних електророзвідки встановлено крупні зони тектонічних порушень у фундаменті та осадовому чохла. Перспективи застосування електророзвідувальних методів в нафтовій і газовій геології необхідно пов'язувати з подальшим удосконаленням методики інтерпретації, підвищенням точності вимірювань, підвищенням якості робіт, повним переходом на цифровий запис і обробку матеріалів на ЕОМ, впровадженням потужних імпульсних джерел струму – МГД-генераторів – в практику електромагнітних зондувань.

Контрольні роботи

1. Сформулюйте основні принципи електричних зондувань на постійному струмі.
2. Назвіть основні типи електророзвідувальних установок, які застосовуються в методах постійного струму.
3. Опишіть сутність частотних електромагнітних зондувань.
4. Сформулюйте основні особливості і переваги зондування становленням електромагнітного поля в дальній в ближній зонах.
5. Які принципові особливості електромагнітних зондувань з потужними імпульсними джерелами струму (МГД-генераторами)?
6. Коротко опишіть основні модифікації магнітотелуричних і магнітоваріаційних методів розвідки.
7. Дайте характеристику основних типів апаратури, яку застосовують в електророзвідці на постійному струмі, принципи їх влаштування.
8. Наведіть основні характеристики електророзвідувальних станцій.
9. Сформулюйте геологічні задачі, які вирішуються електророзвідувальними методами.

РОЗДІЛ 8

ОСНОВИ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

8.1. Якісна і кількісна інтерпретація даних електророзвідки

Існуючі прийоми і методи інтерпретації даних електророзвідки можна розділити на дві великі групи: якісні методи та кількісні методи.

Якісні методи призначені для визначення загальних закономірностей геологічної будови досліджуваного району, оцінки вірогідних зон виявлення тих чи інших геологічних структур. Ці методи засновані на зв'язку між особливостями будови геоелектричного розрізу і характерними параметрами електророзвідувальних кривих. Як правило результатами якісних методів є побудова різних *карт і графіків*, що підкреслюють ті чи інші властивості кривих електромагнітного зондування.

Кількісні методи інтерпретації даних електророзвідки полягають в безпосередньому визначенні питомих електричних опорів і потужностей прошарків, що складають землю. Кількісна інтерпретація завершується, як правило, побудовою *геоелектричних розрізів*, на яких показано розподіл електричних опорів різних прошарків землі (і границі цих прошарків).

8.2. Інтерпретація результатів електричних і електромагнітних зондувань

Основний результат робіт методами електричного або електромагнітного зондування – польові криві зондування (ВЕЗ, ДЗ, ЧЗ, ЗС або МТЗ). Хоча ці криві в кожному методі мають свої особливості, принципи їх інтерпретації однакові. Наведемо типові прийоми кількісної інтерпретації польових кривих.

Визначення узагальнених параметрів геоелектричного розрізу по асимптотам польових кривих. Основним узагальненим параметром геоелектричного розрізу є його сумарна поздовжня провідність S (якщо у

підшві розрізу залягає пласт-ізолятор). Як приклад опишемо основні способи визначення параметру S .

Із теорії електричних зондувань на постійному струмі (ВЕЗ і ДЗ) випливає, що коли у підшві розрізу залягає пласт-ізолятор, права гілка польових кривих має нахилену під кутом 45^0 до осі абсцис асимптоту (в методі ДЗ це вірно, зокрема, для екваторіальних вимірювальних установок, в яких осі диполів AB і MN перпендикулярні до лінії, яка з'єднує їх центри). У цьому випадку абсциса точки перетину похилої асимптоти з горизонтальною віссю чисельно дорівнює значенню S .

Польові криві ЧЗ, ЗСДЗ і МТЗ в аналогічній ситуації мають праву похилу асимптоту під кутом $63^025'$. Якщо позначити через $T_s^{1/2}$ абсцису точки перетину цієї асимптоти з горизонтальною віссю в методах ЧЗ і МТЗ (рис. 29, б) і через $\sqrt{2\pi t_s}$ – абсцису точки перетину з горизонтальною віссю в методі ЗСДЗ або ЗСБЗ (рис. 29, в), то величини S (в см) наступні:

$$\text{для ЧЗ } S = 503 \sqrt{T_s};$$

$$\text{для МТЗ } S = 356 \sqrt{T_s};$$

$$\text{для ЗСДЗ } S = 503 \sqrt{2\pi t_s};$$

$$\text{для ЗСБЗ } S = 189,3 \sqrt{2\pi t_s};$$

де T_s і t_s виражені в с.

Значення S , визначенні вказаними вище способами, використовують для побудови графіків і карт S , які показують зміну сумарної потужності H надопірної товщі в межах площі досліджень.

Інтерпретація польових кривих електромагнітного зондування за допомогою альбому теоретичних кривих (палеток). Цей метод основний при кількісній інтерпретації електророзвідувальних даних. По суті він представляє собою один із різновидів методу підбору, який широко використовується при різних геофізичних дослідженнях. Метод полягає в порівнянні польових кривих зондування із теоретичними кривими, розрахованими по спеціальних формулах для різних наборів моделей геоелектричного розрізу. Задача полягає в тому, щоб підібрати такі параметри розрізу (число прошарків N , їх потужності h_i і

питомі електричні опори ρ_i), щоб теоретичні криві зондування, розраховані для цих параметрів, найкраще співпадали з польовими. Для зручності вирішення задачі створені альбоми теоретичних кривих (палетки), які містять безліч кривих, що відповідають різним модельним розрізам. Геофізик-інтерпретатор порівнює польові криві з теоретичними із набору палеток і знаходить таку теоретичну криву, яка б була найближчою до кривої зондування, що спостерігається. Параметри розрізу, для яких розрахована ця теоретична крива, як раз і визначають шукані параметри геологічного розрізу під точкою зондування.

Інтерпретація за допомогою ЕОМ. Застосування ЕОМ дає можливість автоматизувати процес підбору параметрів геоелектричного розрізу, яка найкраще відповідатиме польовим кривим спостереження. При цьому, як правило, ЕОМ не зберігає в своїй пам'яті різні криві зондування (тобто не має в своєму розпорядженні «альбому палеток», як це було при «ручній» інтерпретації), а безпосередньо розраховує все необхідне по ходу підбору теоретичних кривих у спеціальних програмах, закладених в ЕОМ. Позначимо, наприклад, через $\rho_K^T = \rho_K^T(h_1, \rho_1, h_2, \rho_2, \dots, \rho_N)$ якусь теоретичну криву, яка відповідає N -шаровому розрізу з товщинами $h_1, h_2, \dots, h_{N-1}, h_N = \infty$ і питомими електричними опорами $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N$. Також позначимо через ρ_K відповідну польову криву, яку необхідно проінтерпретувати (тобто визначити параметри розрізу, над яким вона одержана). Нехай далі ρ_{K_m} позначає величину ρ_K в m -ій точці відліку із польової кривої (тобто при якомусь m -му значенні напіврознесення $AB/2$ – в методі ВЕЗ, або періоду T – методах ЧЗ і МТЗ, або часу t – методі ЗС), а $\rho_{K_m}^T$ – відповідне значення теоретичної кривої в m -й точці відліку. Тоді задача підбору шуканих параметрів розрізу може бути зведена до мінімізації (по параметрах $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_N$ розрізу підбирання) функції Φ , яка дорівнює сумі квадратів різностей ρ_{K_m} і $\rho_{K_m}^T$:

$$\Phi(h_1, \rho_1, h_2, \rho_2, \dots, \rho_N) = \sum_{m=1}^M (\rho_{K_m} - \rho_{K_m}^T)^2 = \min, \quad (8.1)$$

де M – загальне число точок відліку.

Електронна обчислювальна машина автоматично за спеціальними програмами знаходить такі значення параметрів $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_N$, які перетворюють в мінімум функцію Φ . Ці значення і є результатом вирішення задачі інтерпретації польової кривої. ЕОМ видає ці значення на друк або при необхідності безпосередньо будує шукані геоелектричні розрізи.

8.3. Інтерпретація результатів магнітотелуричного профілювання, методу телуричних струмів і глибинного електромагнітного зондування

В 7.3 було показано, що методи магнітотелуричного профілювання і телуричних струмів дають можливість насамперед визначати сумарну поздовжню провідність S розрізу (у випадку, коли у підшві залягає пласт-ізолятор). Ці значення використовуються для побудови графіків і карт S , які показують зміну сумарної товщі H надопірної товщі в межах всієї площі дослідження. Ці карти застосовуються на етапі якісної інтерпретації електророзвідувальних даних, однак можливе і їх кількісне використання.

Припустимо, що поздовжній питомий електричний опір ρ_i надопірної товщі постійний або майже не змінюється по площі. Тоді, знаючи величину ρ_i хоча б в одній точці зондування, можна за формулою, що випливає з (6.20), визначити H по всій території:

$$H = \rho_i S. \quad (8.2)$$

Для визначення ρ_i в одній точці слід скористатися додатковою геолого-геофізичною інформацією, наприклад, результатами буріння. Нехай за даними буріння в одній точці відома глибина H_0 опірного електричного горизонту. Позначимо через S_0 сумарну поздовжню провідність в цій самій точці; тоді по (8.2)

$$\rho_i = H_0 / S_0. \quad (8.3)$$

Після підстановки (8.3) у (8.2), остаточно отримуємо:

$$H = (H_0 / S_0) S. \quad (8.4)$$

Формула (8.4) дає можливість безпосередньо перебудовувати карти S в карти глибин H .

Вказаний метод визначення глибини залягання опірною електричного горизонту одержав назву *методу S* . Опірним геоелектричним горизонтом найчастіше слугує кристалічний фундамент платформ або високоомні відкладення, які безпосередньо залягають на фундаменті.

Після обробки даних МВП і ГЕМЗ ми одержуємо карти просторового розподілу варіацій магнітного і телуричного полів на деякій площі (або за профілем) в широкому діапазоні частот. Інтерпретація цих даних полягає в побудові двовірних або навіть тривірних геоелектричних моделей областей дослідження. За сучасними уявленнями ця задача може бути вирішена в два етапи.

I. Аналіз електромагнітного поля. Цей етап полягає в розділенні електромагнітного поля, яке спостерігається, (по спеціальних програмах на ЕОМ) на нормальну і аномальну частини, а також у виділенні складових поля, які пов'язані із впливом різних прошарків провідності в земній корі і верхній мантії.

II. Рішення зворотних задач, тобто визначення параметрів геоелектричного розрізу. Найбільш розповсюджені методи, які застосовуються на цьому етапі, – *методи математичного моделювання*. Вони полягають в чисельному розрахунку на ЕОМ теоретичних електромагнітних полів над складними неоднорідними геоелектричними розрізами і підбиранні таких параметрів моделей, для яких теоретичні поля найближчі до експериментальних. Сьогодні існують різні комплекси програм для ЕОМ, які дозволяють вирішувати цю задачу.

Таким чином, спільне застосування магніто телуричних і магніто варіаційних методів дає можливість вивчати достатньо складні неоднорідні геоелектричні розрізи.

Контрольні питання

1. Які особливості якісних і кількісних методів інтерпретації результатів електророзвідки?
2. Опишіть типові прийоми визначення узагальнених параметрів геоелектричного розрізу по результатах електричних і електромагнітних зондувань.
3. Дайте характеристику палеточному способу інтерпретації польових кривих зондування.
4. Сформулюйте основні принципи інтерпретації даних електричних і електромагнітних зондувань за допомогою ЕОМ.
5. Опишіть метод S інтерпретації даних магнітотелуричного профілювання і методу телуричних струмів.
6. Які основні етапи інтерпретації даних глибинного електромагнітного зондування (ГЕМЗ)?

РОЗДІЛ 4

СЕЙСМОРОЗВІДКА

У сейсмічній розвідці (скорочено сейсморозвідці) за допомогою вибухів або невибухових джерел (ударів, вібрацій тощо) збуджують в землі пружні (сейсмічні) хвилі. В процесі свого розповсюдження вони зазнають відбивання і заломлення на границях геологічних напластувань з різними пружними властивостями. Відбиті і заломлені хвилі реєструють (записують) на магнітну стрічку за допомогою спеціальної високочутливої апаратури в цифровому двійковому коді. В результаті обробки цифрових записів сейсмічних коливань на ЕОМ одержують інформацію про глибину залягання і конфігурацію границь геологічних напластувань, на яких відбулося відбиття і заломлення сейсмічних хвиль. Інтенсивність, частотний склад, швидкості розповсюдження та інші характеристики сейсмічних хвиль також залежать від речовинного складу гірських порід, у тому числі від їх нафтогазонасичення. Це дає можливість при сприятливих умовах використовувати ці характеристики для прогнозування в надрах Землі нафтогазових покладів та інших корисних копалин (прямі пошуки).

РОЗДІЛ 9

ФІЗИЧНІ І ГЕОЛОГІЧНІ ОСНОВИ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

9.1. Утворення поздовжніх і проперечних сейсмічних хвиль.

Швидкість їх розповсюдження

Пружні деформації і напруги. В сейсморозвідці геологічні середовища розглядають як безперервну сукупність окремих часточок, тобто у вигляді «безперервних» або «суцільних» середовищ. Якщо до будь-якого об'єму середовища прикласти силу, то частинки зміщуються. Після припинення дії сили можливі два варіанти стану середовища:

- зміщення частинок виявилось досить великим і сили взаємодії вже не можуть повернути їх в попереднє положення, тобто відбулося руйнування або ущільнення структури гірської породи;

- зміщення виявилися настільки малими, що під дією сил зчеплення частинки повернулися в попереднє положення, тобто середовище відновило свою початкову структуру.

Будь-яке зміщення частинок під дією прикладених сил, що пов'язане із зміною об'єму або його форми, називається *деформацією*. Якщо сталися незворотні порушення, то деформації називають *непружними*; в іншому випадку деформації називаються *пружними*. Сейсмічні хвилі переносять пружні деформації.

Пружні деформації розділяються на деформації розтягування або стиску і деформації зсуву. Сутність деформацій розтягування пояснює рис. 30, А. Нехай малий об'єм пружного середовища, яке має форму прямокутного бруса, по одній грані закріплений; перпендикулярно до його протилежної грані прикладена деяка сила $F_{\perp}$. Під дією цієї сили і сил зчеплення між частинками станеться подовження грані a на величину δa і витончення грані b на величину δb . Відношення подовження δa до початкової довжини грані a : $\delta a/a = \varepsilon$, представляє собою відносне розтягування грані a і є мірою *деформації розтягування*; співвідношення $\delta b/b$ – відносне витончення грані b . В результаті деформацій розтягування і зтиснення змінюється початковий об'єм бруса, і тому їх також називають деформаціями об'єму.

Деформації зсуву виникають, коли сила $F_{\parallel}$ діє по дотичній до зовнішньої грані (рис. 30, Б). Як і в першому випадку частинки будуть переміщуватися у напрямку дії прикладеної сили, але в результаті сил зчеплення між ними зміщення будуть передаватися сусіднім прошаркам перпендикулярно напрямку дії прикладеної сили. Причому, через внутрішнє тертя частинок зміщення будуть тим меншими, чим далі від зовнішньої грані, до якої прикладена сила, знаходиться прошарок. Зміщення під дією дотичної сили можна охарактеризувати деяким кутом α перекоосу грані: $\operatorname{tg} \alpha = \delta c/a$, де δc – амплітуда зміщення. Оскільки зміщення і кут α дуже малі, то можна прийняти $\alpha \approx \delta c/a$.

Співвідношення $\delta c/a$ дає кількісну міру *деформації зсуву*. Так як зсув супроводжується зміною форми тіла, то деформації зсуву називають також *деформаціями форми*.

В загальному випадку, коли сила F прикладена під деяким кутом, її можна розкласти на нормальні і тангенціальні складові, які відповідно визовують деформації розтягування (зтиснення) і деформації зсуву.

Здатність середовищ передавати деформації у вигляді пружних хвиль визначається зв'язками між пружними деформаціями і напругами, що їх викликали. *Напругою* називається сила, яка діє на одиницю деякої поверхні:

$$p = F_s / S, \quad (9.1)$$

де F_s – рівнодіюча сил, прикладених до поверхні S .

Напруги можна розкласти на нормальні p_n і тангенціальні p_τ . *Нормальні напруги* пов'язані із деформаціями розширення і стиснення (деформаціями об'єму), а *тангенціальні напруги* – з деформаціями зсуву (деформаціями форми). Експериментально встановлено, що між пружними деформаціями і напругами існує лінійна залежність, тобто деформації прямо пропорційні напругам (*закон Гука*):

$$p_n = E\varepsilon; \quad p_\tau = \mu\alpha. \quad (9.2)$$

Коефіцієнт E характеризує опір гірської породи розширенню або стисненню і називається *модулем Юнга*. Відношення відносного потоншення $\delta b/b$ до відносного подовження $\delta a/a$ називається *коефіцієнтом Пуасона* ν . *Модуль зсуву* μ характеризує опір гірської породи зміні форми.

Модулі Юнга E , зсуву μ і коефіцієнт Пуасона ν пов'язані наступним співвідношенням:

$$E = 2\mu(1 + \nu). \quad (9.3)$$

Модуль Юнга E для осадових порід складає $(0,03-9) \times 10^{10}$ Н/м², для кристалічних порід $(3-16) \times 10^{10}$ Н/м²; коефіцієнт Пуасона ν для осадових порід дорівнює 0,18-0,50, для кристалічних порід 0,19-0,38; модуль зсуву μ складає приблизно половину величини модуля Юнга.

Поздовжня і поперечна сейсмічні хвилі. Механізм утворення сейсмічних хвиль схематично можна подати наступним чином. Безпосередньо поблизу джерела збудження відбувається руйнування гірських порід; ця область називається *областю руйнування*. Наступна область середовища, в якому напруги виявляються ще достатньо великими, а викликані ними зміщення частинок приводять до порушення структури середовища (ущільнення середовища), називається *областю залишкових деформацій*. При деякому віддаленні від джерела, напруги і деформації в середовищі стають настільки малими, що можна говорити про області *пружних деформацій*. В ній, охоплюючи все нові і нові ділянки середовища, в загальному випадку розповсюджуються сейсмічні хвилі двох типів – поздовжні і поперечні. *Поздовжня сейсмічна хвиля* розповсюджується у вигляді деформацій розширення або зтиснення, а *поперечна хвиля* – у вигляді деформацій зсуву. Поздовжні хвилі позначаються буквою Р, а поперечні – буквою S. Ці позначення були дані в сейсмології, оскільки на сейсмограмах землетрусів поздовжні хвилі реєструвалися першими (латинське слово «prima») а поперечні хвилі – за ними (другі – «secunda»).

Зміщення в поздовжній хвилі відбувається у напрямку її розповсюдження, а в поперечній хвилі – в площинах, перпендикулярних до напрямку розповсюдження хвилі. Поверхня, що розділяє область збурення (де зміщення не дорівнює 0) від області спокою (в якій зміщення дорівнює нулю), називається *фронтом хвилі*.

Вектор зміщення поперечної хвилі має певну орієнтацію. Це явище називається *поляризацією поперечної хвилі*. Якщо вектор зміщення в процесі розповсюдження поперечної хвилі не змінює своєї орієнтації, то хвиля називається *плоско- або лінійно-поляризованою*. Приклади плоско-поляризованих хвиль – поперечні відбиті хвилі. Вектор зміщення плоско-поляризованої хвилі можна розкласти на горизонтальні компоненти x і y .

Деформації зсуву, а, отже, і поперечні хвилі не виникають в газах і нев'язких рідинах; в таких середовищах розповсюджуються тільки поздовжні сейсмічні хвилі.

Швидкості v_p і v_s розповсюдження поздовжньої і поперечної хвиль виражаються через пружні параметри середовища – модуль Юнга E , коефіцієнт Пуасона ν і щільність середовища σ наступними формулами:

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\sigma(1+\nu)(1-2\nu)}}, \quad (9.4)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\nu)}} = \sqrt{\mu/\sigma}. \quad (9.5)$$

Поверхневі хвилі. В нескінченному однорідному середовищі виникають тільки поздовжні і поверхневі сейсмічні хвилі. Вони розповсюджуються по всьому об'єму середовища і тому називаються *об'ємними хвилями*. Найбільш часто реєструють сейсмічні хвилі поблизу земної поверхні, з якою пов'язано виникнення *поверхневої хвилі Релея*. Хвиля Релея розповсюджується уздовж границі земля – повітря і швидко затухає з глибиною, тобто енергія цієї хвилі концентрується біля поверхні, а звідси її назва поверхнева хвиля. У хвилі Релея траєкторії руху частинок представляють собою еліпси, в яких відношення горизонтальної і вертикальної вісей близьке до 0,7. Швидкість розповсюдження поверхневої хвилі Релея $v_R \approx 0,9v_s$, де v_s – швидкість поперечної хвилі в пружному середовищі.

Поверхневі хвилі Релея в сейсмозвідці являються хвилями – перешкодами, які утруднюють виділення на сейсмічних записах хвиль, що відбилися від глибинних границь геологічних напластувань. Їх інтенсивність, якщо не прийняти ряд спеціальних заходів, може на багато разів перевищувати інтенсивність відбитих хвиль.

Другий тип поверхневих хвиль – *хвилі Лява*. Вони розповсюджуються в тонкому приповерхневому прошарку, швидкість v_{1s} поперечних хвиль в якому значно менша за швидкість v_{2s} підстилаючих породах. Хвилі Лява представляють собою сумарні коливання багаторазово відбитих від верхньої (земля – повітря) і нижньої границь тонкого пласта хвиль. Швидкість хвиль Лява залежить від довжини (частоти) хвилі і знаходиться в межах від $0,9v_{1s}$ (для коротких) до $0,9v_{2s}$ (для довгих хвиль); залежність швидкості розповсюдження хвилі від довжини (частоти) хвилі називається *дисперсією швидкості*.

На межі розділу між твердим і рідким середовищами можливе виникнення специфічних поверхневих хвиль, які називаються *хвилями Стоунлі*. Амплітуда хвилі Стоунлі убуває приблизно по експоненціальному закону, а швидкість її менша, ніж у релеевських хвиль. Реєстрація хвиль Стоунлі може спостерігатися на сейсмічних записах, одержаних в морській сейсморозвідці і в глибоких бурових свердловинах, заповнених буровою рідиною.

Швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль в гірських породах. Щільність різних гірських порід змінюється порівняно в невеликих межах – від 1,5-1,7 до 3,0-3,1 г/см³, і через це не має значного впливу на зміну величини швидкості В значно більших межах змінюються в гірських породах модуль Юнга E і коефіцієнт Пуасона ν , якими і визначається діапазон зміни швидкості.

Швидкість v_p і співвідношення швидкостей v_s/v_p залежить від літологічного складу порід.

Матеріал	v_p , м/с	v_s/v_p
Пухкі поверхневі породи	100-500	0,56-0,59
Гравій, галька пісок (сухі)	100-600	0,28-0,67
Пісок (вологий)	600-1800	0,10-0,33
Глина	900-2800	0,10-0,20
Вода	1430-1689	-
Вода морська	1460-1530	-
Пісковик	1800-4000	0,33-0,59
Вапняк	2100-6100	0,29-0,63
Сіль	4200-5200	0,53-0,62
Крейда	1800-3700	0,37-0,45
Сланці	2800-4300	0,17-0,37
Граніти	4600-5800	0,46-0,62
Метаморфічні породи	3000-7000	0,50-0,59
Лід	3100-4200	0,43-0,50

Швидкості v_p розповсюдження поздовжніх сейсмічних хвиль в гірських породах не перевищує 4000 м/с. Гідрохімічні і карбонатні породи мають більші значення швидкості – до 6000 м/с. Найбільші значення швидкості спостерігаються при розповсюдженні хвиль у вивержених і метаморфічних породах – до 7000 м/с.

Характерні різкі коливання (0,10-0,67) співвідношення v_s/v_p у порід з різним літологічним складом. Експериментально встановлено, що у породах одного і того ж літологічного складу швидкості v_p і v_s із збільшенням глибини їх залягання зростають.

Середовища, в яких постійне значення швидкості зберігається у будь-якому напрямку розповсюдження хвилі, називаються однорідними та ізотропними.

9.2. Форма коливань і частотний склад сейсмічних хвиль

Профіль і запис сейсмічної хвилі. В однорідному і ізотропному середовищі фронти являють собою сферичні поверхні, центри яких перебувають в джерелі. Подібні хвилі прийнято називати *сферичними*. Розглянемо форму коливань сферичної поздовжньої хвилі, збудженої в однорідному непоглинаючому середовищі точковим джерелом. У довільний момент часу $t = t_i$ в середовищі виділити три напівсферичні області : I – область, де збурення вже закінчилося і внаслідок пружної деформації частинки повернулися в початкове положення; II – область, в якій в даний момент часу існують напруги і зміщення; III – область, яку збурення ще не охопило.

Поверхня, що розмежовує області I і II, називається *заднім фронтом (тилом)* хвилі, а області II і III – *переднім фронтом* або просто *фронтом* хвилі. Фронт і тил хвилі переміщуються з однаковою швидкістю v_p , яка, як це випливає із (9.4), залежить тільки від пружних властивостей середовища.

Розглянемо картину зміщень всередині області II за одним із напрямків r розповсюдження хвилі. Всередині області II є декілька різних зон напруги – наприклад, дві зони стиснення і одна зона розширення (рис. 31) і тому

зміщення частинок всередині неї принаймні один раз змінюють свій знак. Графік зміщень частинок всередині області II для певного моменту часу $t = t_1$ називається *профілем хвилі* (рис. 32). В момент часу $t_2 > t_1$ область II, а, отже, і профіль хвилі перемістяться далі від джерела. Оскільки середовище непоглинаюче, тобто ідеально пружне, то форма профілю хвилі для $t = t_2$ залишається такою самою, як і для моменту часу t_1 , але всі амплітуди зміщень будуть меншими внаслідок геометричної розбіжності фронту хвилі.

Розглянемо тепер зміщенні в деякій фіксованій точці M_1 середовища, яке знаходиться від джерела на відстані r_1 . Передній фронт хвиль підійде в цій точці в момент часу $t_1 = r_1/v_p$. За час $\delta t = \delta r/v_p$ область зміщень II переміститься через точку M_1 і передає їй послідовно все зміщення, яке відбувається всередині цієї області. Графік зміщень у фіксованій точки M_1 середовища в різні моменти часу (рис. 32, б) називається *записом хвилі*. В іншій точці M_2 середовища, яка знаходиться від джерела на відстані r_2 , характер зміщень буде таким самим, як і в точці M_1 , але внаслідок геометричної розбіжності амплітуди зміщень будуть меншими.

Як ми бачили вище, форма сейсмічних коливань істотно відрізняється від гармонійних. Тому до таких їх характеристик, як амплітуда, частота, фаза додають слово «видима» або «видимий»: видима амплітуда, видима частота тощо. Найбільші позитивні або негативні зміщення по графіку записи хвилі назовемо *видимими амплітудами* (A_B); проміжок часу між сусідніми видимими амплітудами одного знаку – *видимим періодом* (T_B); зворотну величину видимому періоду $1/T_B = j_B$ – видимою частотою; добуток швидкості v_p на видимий період – *видимою довжиною хвилі* $\lambda_B = v_p T_B$. Сейсмічні коливання мають обмежену в часі тривалість. Такі коливання називаються *нестационарними* або *невстановленими*.

Геометричне розходження і поглинання хвилі. По мірі розповсюдження сферичної хвилі її фронт розширюється, а енергія розподіляється на все більш зростаючу поверхню. В результаті інтенсивність хвилі зменшується. Це явище називається *геометричною розбіжністю хвилі*. Для якісної оцінки зменшення інтенсивності хвилі через геометричну

розбіжність скористаємося силовою трубкою – деяким об’єктом середовища, обмеженим сейсмічними променями, які виходять із джерела O . Під сейсмічними променями будемо розуміти напрямок, за яким відбувається переміщення енергії хвилі. Згідно закону збереження енергії, зосереджена всередині силової трубки енергія хвилі (без врахування поглинання) має залишатися постійною. Оскільки із віддаленням від джерела зростає площа поперечного перетину трубки, то щільність енергії хвилі на одиницю поверхні зменшується пропорційно r^2 . Амплітуда зміщень, яка дорівнює квадрату кореня із щільності енергії, зменшується пропорційно r , тобто $A_r = A_0/r$, де A_0 – амплітуда хвилі на відстані $r = 1$ від джерела.

В реальних сейсмічних середовищах енергія сейсмічної хвилі також зменшується внаслідок незворотного переходу деякої її частини в інші види, наприклад, в теплову. Це явище називається *поглинанням сейсмічної хвилі*. Зменшення амплітуди сейсмічної хвилі внаслідок поглинання характеризується множником $e^{-\alpha r}$, де α - амплітудний коефіцієнт поглинання, величина якого залежить від складу гірських порід і від частотного складу хвилі.

З урахуванням геометричної розбіжності і поглинання хвилі амплітуду зміщень в точці, розташованій від джерела на відстані r , можна записати наступним чином:

$$A = A_0 e^{-\alpha r/r} . \quad (9.6)$$

Плоска сейсмічна хвилі. На великих віддаленнях від джерела кривизна фронту сферичної хвилі невелика і на обмежених ділянках його можна вважати плоским. Таким чином, ми прийшли до поняття *плоскої сейсмічної хвилі*. Плоска хвиля – фізична абстракція, але нею зручно скористатися при розгляді деяких питань сейсморозвідки. Амплітуда зміщень в плоскій хвилі з віддаленням від джерела в непоглинаючому однорідному середовищі не змінюється. В цьому і полягає її важлива відмінність від сферичної хвилі.

Частотний (спектральний) склад сейсмічних хвиль. Як ми бачили вище, форма коливань сейсмічної хвилі істотно відрізняється від гармонійних коливань. Нагадаємо, що гармонійними називаються коливання синусоїдальної або косинусоїдальної форми. Вони мають нескінченну тривалість, і для їх

повної характеристики достатньо задати три параметри – амплітуду A , частоту f і початкову фазу φ :

$$\begin{aligned} F(t) &= A \sin(\omega t + \varphi_1) = A \cos(\omega t + \varphi_2) = \\ &= A \sin(2\pi f t + \varphi_1) = A \cos(2\pi f t + \varphi_2) = \\ &= A \sin(2\pi f t + \varphi_1) = A \cos(2\pi t/T + \varphi_2), \end{aligned} \quad (9.7)$$

де ω - кругова частота, рад/с; f – циклічна частота, Гц; T – період коливань.

Початкова фаза виражається в радіанах і визначає амплітуду коливання в момент часу $t = 0$:

$$F_0 = A \sin \varphi_1 = A \cos \varphi_2, \quad (9.8)$$

де $\varphi_2 = \varphi_1 \pm \pi/2$.

Період коливання, циклічна і кругова частота пов'язані між собою наступними співвідношеннями:

$$\omega = 2\pi f = 2\pi / T. \quad (9.9)$$

Сейсмічна хвиля являє собою коливання, що ще не встановилося, а в математиці доведено, що з неістотними для нас обмеженнями коливання, яке не встановилося, можна подати у вигляді суми нескінченного числа гармонійних коливань (гармонік) з амплітудами $c_1, c_2, \dots, c_k$, частотами $f_1, f_2, \dots, f_k$ і фазами $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_k$:

$$F(t) \approx \sum_{k=1}^{\infty} c_k \cos(2\pi f_k t + \varphi_k). \quad (9.10)$$

Сукупність значень амплітуд гармонік c_k називається *амплітудним частотним спектром* сейсмічної хвилі, а сукупність початкових фаз φ_k – її *фазовим частотним спектром*. Амплітудний частотний спектр хвилі в системі координат c_k, f_k показують у вигляді сукупності вертикальних відрізків (спектральних ліній), довжина яких пропорційна амплітудам гармонік відповідної частоти. Відстань між сусідніми спектральними лініями спектру коливань, яке не встановилося, мають нескінченно малі значення $\Delta f \rightarrow 0$, тобто спектр його – суцільний.

Спектр коливання, що не встановилося, в принципі представлений нескінченною сумою гармонійних складових в діапазоні частот від нуля до нескінченності. Однак, за межами деякої смуги частот $f_{гp1} - f_{гp2}$ відповідні

гармоніки перестають відігравати істотну роль у формуванні початкового колювання і ними можна знехтувати. Таким чином, можна говорити про обмеженому *частотному складу* сейсмічної хвилі.

Частотний склад зареєстрованих при сейсморозвідці колювань перебуває в діапазоні від одиниць до 200 Гц і більше. В залежності від частотного діапазону сейсмічних хвиль, на використання якого орієнтовані польові роботи і наступна обробка матеріалів, сейсморозвідку умовно поділяють на декілька частотних модифікацій: низькочастотну (від 1-2 до 20 Гц), середньо частотну (20-100 Гц) і високочастотну (більш ніж 100 Гц). Відбиті хвилі володіють найбільшою енергією в частотному діапазоні 20-80 Гц, головні (заломленні) хвилі – в діапазоні 10-20 Гц. Поряд з корисними (відбитими або заломленими) хвилями відбувається реєстрація і численних хвиль-перешкод, частотний склад яких в деяких випадках відрізняється від частотного складу корисних хвиль. Відмінність частотного складу корисних хвиль і хвиль-перешкод використовують в сейсморозвідці для ослаблення хвиль-перешкод засобами частотної фільтрації (див. 10.1).

9.3. Засади геометричної сейсміки

Для визначення просторового положення геологічних границь при обробці матеріалів сейсморозвідки необхідно знати, яким чином час і шлях пробігу сейсмічних хвиль пов'язані між собою. Вивчення законів, які встановлюють залежності між часом і шляхами пробігу хвиль, складає зміст *геометричної сейсміки*.

Поле часу сейсмічної хвилі. Ізохрони і сейсмічні промені. Час пробігу хвилі від джерела в довільну точку M середовища залежить від координат x , y та z цієї точки і швидкості розповсюдження в середовищі пружних колювань, яка в загальному випадку сама є функцією координат точок середовища, тобто $v(x, y, z)$. Все пружне середовище можна охарактеризувати сукупністю значень часу приходу хвилі $t(x, y, z)$, яку назовемо *полем часу хвилі*. Сукупність точок поля часу з однаковим часом приходу хвилі називається *ізохронами поля часу*.

Ізохрони поля часу – поверхні, з якими у відповідний момент часу співпадають фронти хвилі. Сукупність ізохрони поля часу характеризує послідовне (два різних моменти часу) переміщення фронту хвилі в середовищі.

Лінії, перпендикулярні до ізогон, називаються *сейсмічними променями*. Сейсмічні промені характеризують напрямок, по якому відбувається переміщення фронту із справжньою швидкістю. Крім кінематичного змісту сейсмічним променням вище в 9.2 було надано і динамічний зміст, а саме, вони розглядалися як траєкторії, по яких відбувається перенесення енергії сейсмічної хвилі.

Принцип Гюйгенса-Френеля. *Принцип Гюйгенса* дає можливість визначити положення фронту хвилі в будь-який момент часу, якщо задано в середовищі значення швидкості розповсюдження хвилі. Формулювання принципу Гюйгенса наступне: кожна точка поверхні, якої в даний момент часу досягла хвиля, є джерелом виникнення елементарної сферичної хвилі; огинаючи фронтів елементарних хвиль дає зображення фронту хвилі для наступного моменту часу.

Отже, нехай в деякий фіксований момент часу t_0 фронт хвилі, яка розповсюджується із точкового джерела O , поданий поверхнею S_0 (рис. 34).

РИС

Рис. 34. Визначення хвильових поверхонь за принципом Гюйгенса

Згідно принципу Гюйгенса положення фронту хвилі для близького моменту часу $t_1 = t_0 + dt$ дає криволінійну поверхню S_1 , що огинає фронти елементарних хвиль – напісфер радіусом $dr = v dt$, центри яких розташовуються на поверхні S_0 . Якщо розглядати приріст часу dt розповсюдження фронту хвилі на відрітку нормалі $\vec{dn}$ до двох близьких поверхонь S_0 і S_1 (напрямок нормалі приймають в бік розповсюдження фронту хвилі), то одержуємо наступне рівняння:

$$dt/dn = 1/v(x, y, z). \quad (9.11)$$

Як бачимо із (9.11), у випадку однорідного середовища $v(x, y, z) = \text{const}$ час приходу хвилі із точкового джерела, яке розташоване на початку координат, в будь-яку точку середовища

$$T = \frac{r}{v} = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}. \quad (9.12)$$

Поверхні хвильового фронту для різних моментів часу представляють собою концентричні (з центрами в джерелі) півсфери. У випадку неоднорідного середовища хвильові фронти є складними криволінійними поверхнями.

Принцип Гюйгенса залишає відкритим питання про інтенсивності хвиль, які розповсюджуються по різних напрямках. Цей недолік частково усунув О. Ж. Френзель, доповнивши принцип Гюйгенса ідеєю інтерференції хвиль. Згідно Френзелю інтенсивність (амплітуда) хвилі в будь-якій точці середовища за межами її хвильового фронту визначається як результат інтерференції елементарних сферичних хвиль, джерела яких безперервно розподілені на хвильовій поверхні. Із додаванням Френзеля принцип Гюйгенса називається принципом *Гюйгенса – Френзеля*. Формування сейсмічної хвилі на підставі принципу Гюйгенса – Френзеля розглянемо нижче (див. 9.4).

Принцип Ферма визначає конфігурацію сейсмічних променів і часу пробігу хвиль уздовж них, якщо задані в середовищі значення швидкості розповсюдження хвилі. Згідно принципу Ферма сейсмічна хвиля із однієї точки середовища в іншу, яка віддалена від неї на відстань r , розповсюджується уздовж такого сейсмічного променя s , час пробігу хвилі вздовж якого буде найменшим. Застосування принципу Ферма, як поняття про промені у вигляді ліній, перпендикулярних ізохронам, приводить до висновку про прямолінійність сейсмічних променів в однорідному ізотропному середовищі; у випадку неоднорідного середовища, в якому швидкість змінюється, сейсмічні промені криволінійні.

Уявна швидкість сейсмічної хвилі; її зв'язок із справжньою швидкістю. Розглянемо падіння плоскої сейсмічної хвилі на деяку прямолінійну ділянку профілю спостережень. Для плоскої хвилі всі сейсмічні промені паралельні і напрямок приходу хвилі до ділянки профілю Δx можна

визначити одним кутом e (рис. 35), який називається *кутом виходу сейсмічного променя*. Додатковий кут $\alpha = 90^\circ - e$ називається *кутом падіння променя*.

Запізнення часу приходу хвилі на ділянці Δx залежить від різності ходу променів хвилі і швидкості її розповсюдження в середовищі v :

$$\Delta t = \Delta n / v. \quad (9.13)$$

Спостерігачу, який знаходиться на профілі x , буде здаватися, що за проміжок часу Δt хвиля пробігла відстань Δx . Швидкість переміщення сліду фронту хвилі уздовж профілю спостережень називається уявною швидкістю v_k :

$$v_k = \Delta x / \Delta t. \quad (9.14)$$

Зв'язок між уявною і істинною швидкостями і кутом виходу (падіння) променя називається *законом Бендорфа*. Використовуючи (9.13) і (9.14), з урахуванням виразів $\Delta x = \Delta n / \cos e$ і $\Delta x = \Delta n / \sin \alpha$, закон Бендорфа запишемо:

$$\begin{aligned} v_k &= \Delta n / \Delta t \cos e = v / \cos e; \\ v_k &= \Delta n / \Delta t \sin \alpha = v / \sin \alpha. \end{aligned} \quad (9.15)$$

Із виразів (9.15) випливає, що уявна швидкість в залежності від кута e або α змінюється від $v_L = v$ при $e = 0$ ($\alpha = 90^\circ$) до $v_k \rightarrow \infty$ при $e = 90^\circ$ ($\alpha = 0$).

9.4. Відбиття, заломлення і дифракція сейсмічних хвиль

Відбиття і проходження сейсмічних хвиль. Монотипіві і обмінні хвилі. Розглянемо явища, які виникають при падінні плоскої поздовжньої хвилі на розривно-різку та ідеально гладеньку (дзеркальну) границю розділу двої однорідних середовищ. Нехай верхнє середовище характеризується швидкостями розповсюдження поздовжніх і поперечних хвиль v_{1P} та v_{1S} і щільністю σ_1 , а нижнє середовище – відповідно v_{2P} та v_{2S} і σ_2 . Згідно принципу Гюйгенса точки на границі розділу в момент, коли до них дійде падаюча хвиля, стають джерелами вторинних хвиль, які будуть розповсюджуватися в першому середовищі у вигляді *відбитих хвиль* і в другому середовищі – у вигляді *прохідних хвиль*. При косому падінні під кутом

α поздовжньої хвилі на поверхню розділу двох середовищ траєкторію її коливання можна розкласти на складові, одна з яких перпендикулярна до поверхні, а інша – паралельна їй. Отже, при косому падінні поздовжньої хвилі на границі утворюються відбиті і прохідні хвилі двох типів: поздовжні відбиття P_{11} і прохідна P_{12} хвилі і поперечні відбита P_1S_1 і прохідна P_1S_2 хвилі.

Хвилі P_{11} і P_{12} нахиваються *монотонними*, а P_1S_1 і P_1S_2 – *обмінними*. На рис. 36 падаюча і чотири нові хвилі, які утворилися на границі RR , показані у вигляді променів, які складають з нормалю до границі кути: α (монотипова відбита), α_S (обмінна відбита) та β (монотипна прохідна), β_S (обмінна прохідна).

Встановимо зв'язок між кутами падіння, відбиття та заломлення хвилі на границі. Відбиті і прохідні хвилі утворюються в той момент, коли хвиля падіння досягає границі розділу. Отже, уявні швидкості усіх хвиль в точці R границі розділу будуть однаковими: $(v_{P_1})_K = (v_{P_{11}})_K = (v_{P_1S_1})_K = (v_{P_{12}})_K = (v_{P_1S_2})_K$. Із останнього рівняння, з урахуванням зв'язку між уявною й істинною швидкістю хвилі (9.15) одержуємо *закон заломлення-відбиття – закон Снелліуса*:

$$v_{1P} / \sin \alpha = v_{1S} / \sin \alpha_S = v_{2P} / \sin \beta = v_{2S} / \sin \beta_S = p, \quad (9.16)$$

p називається *параметром променя*.

Для монотипної відбитої хвилі, тобто коли хвиля, яка падає, і відбита хвиля – поздовжні, із (9.16) можна одержати відомий в геометричній оптиці закон відбиття: кут падіння дорівнює куту відбиття. Промені хвиль, що падають, відбитих і прохідних лежать в одній площині.

Сейсмічні властивості границь можна характеризувати амплітудними коефіцієнтами відбиття і проходження, які виражають співвідношення амплітуд зміщень відбитої або прохідної хвилі до амплітуди зміщення хвилі, яка падає. При косому падіння на границі хвилі амплітудні коефіцієнти складно залежать від фізичних властивостей на границі і кута падіння. При нормальному падіння хвилі, коли утворюються тільки монотипні хвилі (в розглянутому випадку тільки поздовжні), амплітудні коефіцієнти відбиття k_{11} і проходження k_{12} дорівнюють:

$$k_{11} = (\sigma_2 v_2 - \sigma_1 v_1) / (\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2); \quad (9.17)$$

$$k_{12} = 2\sigma_1 v_1 / (\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2) \quad (9.18)$$

Добуток швидкості на щільність називається *хвильовим опором середовища*. Як бачимо із (9.17), відбиті хвилі утворюються тільки на таких границях, на яких стрибкоподібно змінється хвильовий опір, тобто коли $\sigma_2 v_2 \neq \sigma_1 v_1$. Абсолютна величина амплітуди зміщень відбитої хвилі залежить від відмінності хвильових опорів на протилежних сторонах границі середовищ і не залежить від сторони, з якої хвиля на неї падає. Границі з коефіцієнтами відбиття більше 0,2-0,3 називаються *сильними границями відбиття*. При невеликих відмінностях хвильових опорів відбиті хвилі мають невелику інтенсивність і відповідні границі називаються *слабкими*.

Дифракція сейсмічних хвиль. При падінні сейсмічної хвилі на малу порівняно з її довжиною область середовища із істотно відмінними від іншого середовища пружними властивостями ця область згідно принципу Гюйгенса – Френзеля сама стає джерелом вторинних хвиль, які наче відбиваються від неї (розсіюються) у всіх можливих напрямках.

Область середовища, яка розсіює хвилю, що падає на неї, в усіх напрямках, називаються областю дифракції, а відповідні хвилі називаються *розсіяними або дифракційними*. Поле зміщення дифракційної хвилі на великому віддаленні від області дифракції D буде таким самим, як і поле від точкового джерела, суміщеного з цією областю. Дифракційні хвилі реєструються в зонах тектонічних порушень, місцях вклинювання окремих горизонтів, від границь із складною геометрією тощо. В результаті складання коливань хвиль, дифрагованих дрібними нерівностями (шорсткістями) границі, утворюються *сумарно-дифракційні хвилі*. Механізм виникнення сумарно-дифракційних хвиль подібний до відбиття світла від дифракційної решітки в оптиці. В деяких випадках і гладенькі границі відбиття зручно представляти у вигляді сукупності безперервно розташованих на ній точок дифракції, а відбиту хвилю розглядати як суперпозицію (накладання) коливань дифракційних хвиль від точок дифракції, які знаходяться в межах першої зони Френзеля.

Утворення головної (заломленої) хвилі. Головна (заломлена) хвиля утворюється на границі розділу двох середовищ, коли у другому середовищі

швидкість розповсюдження пружних коливань більша, ніж у першому середовищі, тобто $v_2 > v_1$ (рис. 38). У цьому випадку на границі заломлення RR є точка R_H , в яку хвиля падає під таким кутом $\alpha = i$, при якому кут заломлення β дорівнює 90° . Кут падіння i променя називається *критичним* або *кутом повного внутрішнього відбиття*.

Як впливає із (9.16), критичний кут

$$i = \arcsin v_1 / v_2. \quad (9.19)$$

Починаючи з критичної точки R_H , фронт прохідної хвилі обганяє фронт хвилі, яка падає, збуджуючи згідно принципу Гюйгенса у верхньому середовищі вторинну хвилю. Фронт цієї хвилі нахилений до плоскої границі RR під постійним кутом i , а промені – паралельні між собою і складають з нормаллю до заломленої границі кут i . Хвиля, яка розповсюджується по шляху OR_HRS , називається *головною (заломленою) хвилею*. Шлях головної хвилі складається із трьох ділянок: OR_H , на яких вона розповсюджується із швидкістю v_1 , R_HR – із швидкістю v_2 і RS – зносу зі швидкістю v_1 ; тому головну поздовжню хвилю позначають як P_{121} .

Головні хвилі, як бачимо із схеми їх утворення, не спостерігаються поблизу джерела збудження.

9.5. Хвилі в шаруватих середовищах

Реальні геологічні середовища, як правило, складаються із великої сукупності тонких прошарків, які утворилися в результаті мінливих умов осадонакопичення. В тонкошаруватих середовищах пружні властивості (швидкості і щільності) майже безперервно змінюються з глибиною. Певну сукупність тонких прошарків, в яких швидкості і щільності незначно варіюють біля деякого середнього значення, можна об'єднати в одну пачку – *сейсмічний прошарок*. Характеристиками цього прошарку будуть деякі значення потужності h , швидкості v і щільності σ . Таким чином ми приходимо до поняття *шаруватого* розрізу у вигляді сукупності сейсмічних прошарків, в кожному з яких швидкості й щільності приймаються постійними. Границі між

прошарками виділяють з урахуванням літологічних і стратиграфічних поверхонь, з якими вони можуть співпадати. Це має дуже велике значення для обґрунтування застосування сейсморозвідки як методу підземного картування геологічних структур.

Горизонтально-шарувате середовище. Середня швидкість. Середовище із горизонтальними границями розділу прошарків називається *горизонтально-шаруватим*. Стосовно такого середовища в сейсморозвідці уведено поняття *середньої швидкості* $v_{\text{серед.}}$, яка визначається як частка від поділу шляху впробігу хвилі s на час її розповсюдження t :

$$v_{\text{серед.}} = s / t. \quad (9.20)$$

Середню швидкість вираховують з припущення, що хвиля розповсюджується по прямолінійному променю, який нормальний до границь горизонтально-шаруватого розрізу. Такий промінь називається *вертикальним*. Час пробігу хвилі уздовж вертикального промення складається із суми часу пробігу в кожному із окремих пластів:

$$t_B = h_1 / v_1 + h_2 / v_2 + h_N / v_N = \sum_{i=1}^N (h_i / v_i). \quad (9.21)$$

Якщо шарувате середовище замінити однорідним тієї ж потужності, то згідно (9.21) одержуємо:

$$v_{\text{серед.}} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_N}{h_1 / v_1 + h_2 / v_2 + \dots + h_N / v_N} = \sum_{i=1}^N h_i \sum_{i=1}^N (h_i / v_i). \quad (9.22)$$

Із (9.22) випливає, що середня швидкість змінюється з глибиною і тільки до підосви першого пласта ($z = h_1$) вона постійна і дорівнює v_1 .

В районах з похилими границями пластів середню швидкість розраховують в припущенні горизонтального залягання пластів. Це виправдано тим, що середню швидкість визначають по матеріалах сейсмічних спостережень в свердловинах (див. 11.2). Середня швидкість являє собою деяку розрахункову величину, яку потім використовують при побудові глибинних сейсмічних розрізів (див. 11.4).

Анізотропна швидкості. При розгляданні хвильових явищ в пружному середовищі припускалося, що середовища ізотропне, тобто властивості його не

змінюються у будь-якому напрямку. В реальних середовищах пружні властивості можуть змінюватися в різних напрямках. Подібні середовища називаються *анізотропними*. Найпростіша модель анізотропного середовища – **поперечно-ізотропне середовище**, в якому пружні властивості не змінюються в якійсь одній площині (наприклад, горизонтальній площині xOy), але різні уздовж нормалі до цієї площини. Прикладом поперечно-ізотропного середовища може служити пачка паралельних тонких пластів, кожен із яких ізотропний і має відмінні від інших пластів пружні властивості. Швидкості розповсюдження сейсмічної хвилі в поперечно-ізотропному середовищі в різних напрямках виявляються неоднаковими. Це явище називається *анізотропією швидкості*. Відношення швидкості розповсюдження хвилі паралельно і перпендикулярно v_1 шаруватості називається *коефіцієнтом інізотронії*:

$$\chi = v_{\parallel} / v_{\perp}. \quad (9.23)$$

Графік швидкості по різних напрямках (індикатриса швидкості) приблизно має вигляд еліпса з напівосями, відповідно, v_1 і v_2 .

Багаторазові сейсмічні хвилі. При розповсюдженні хвилі в неоднорідному середовищі відбиття відбувається на будь-якій границі зміни хвильового опору. При цьому поряд з одноразовими відбитими хвилями численні і різноманітні багаторазові хвилі: повно разові, частково-разові, хвилі-супутники, реверберації (при морській сейсморозвідці) та ін. *Одноразовою* називається хвиля, яка при своєму розповсюдженні від джерела до приймача відбилася тільки один раз. *Багаторазовою* називається хвиля, яка при своєму розповсюдженні від джерела до приймача зазнала більше ніж одне відбиття на одній і тій же границі – повноразова хвиля (рис. 39, а) або на різних границях – *частково разова* хвиля (рис. 39, б).

Особливий вигляд частково-кратних хвиль мають хвилі-супутники. Хвиля-супутник запізнюється відносно одноразової відбитої хвилі на подвійний час пробігу в тій частині розрізу, з якою пов'язане утворення хвилі-супутника. Інша її особливість – зворотна полярність коливань по відношенню до коливань

одноразової хвилі (коливання в протифазі). Це використовується при заданні глибини джерела (10.2).

Найбільш інтенсивні багаторазові хвилі реєструються при морській сейсморозвідці, так як поверхня води майже ідеальний відбивач. Багаторазові хвилі у водному прошарку називаються *реверберацією* (рис. 39, г), їх придушення представляє одну з найбільш складних проблем сучасної морської сейсморозвідки.

Якщо границя відбиття водночас є і границею заломлення, то на ній виникають багаторазові відбито-головні (заломлені) хвилі (рис. 40, д).

Багаторазові хвилі – це перешкоди, які сильно ускладнюють хвильову картину і тим самим перешкоджають слідуванню одноразових відбитих хвиль при вивченні глибоких сейсмічних горизонтів; приймаються спеціальні заходи для їх послаблення (10.5).

Модель сейсмічного запису. Більш глибоко розглянемо тепер роль шаруватості розрізу у формуванні реєстрованих сейсмічних записів. За модель середовища візьмемо горизонтально-шарувате середовище, яке складається із N прошарків, розділених між собою границями, на яких стрибкоподібно змінюється хвильовий опір $\sigma_j v_j$ (j – номер прошарку).

Корисну частину сейсмічного запису (траси), зареєстрованого в деякій точці x профілю спостережень, будемо подавати як сума записів одноразових відбитих хвиль від послідовності відбиваючих границь $1, 2, \dots, N$

$$F(t) = \sum_{j=1}^N A_j(t_j) G(t - t_j), \quad (9.24)$$

де A_j – амплітуда падаючої хвилі; $G(t)$ – функція, яка визначає форму коливань; t_j – час приходщу кожної із хвиль.

З точністю до постійного множника амплітуди відбитих хвиль можна виразити через добуток послідовності коефіцієнтів відбиття $k(t)$ на деяку функцію $c(t)$, яка враховує сумарний вплив розбіжності фронту хвилі, непружне поглинання і втрати енергії хвилі на розташованих вище границях:

$$A(t) = c(t) k(t) = \frac{A_0}{t} e^{-\beta(t)} k(t), \quad (9.25)$$

де A_0 – амплітуда падаючої хвилі; β – коефіцієнт затухання амплітуд хвиль.

Послідовність коефіцієнтів відбиття як функції часу $k(t)$ називається *імпульсною сейсмограмою*.

В різні точки профілю спостережень відбита хвиля від однієї і тієї ж границі приходить із запізненням у часу – кінематичним зсувом хвилі $\Delta t_{\text{кін.}}$ (див. 11.4). З урахуванням вище сказаного вираз (9.25) слід переписати наступним чином:

$$F(t) = \sum_{j=1}^N \frac{A_0}{t} e^{B(t)} k_j(t_j) G[t - (t_j + \Delta t_{\text{кін.}})]. \quad (9.26)$$

Багатоканальний (багато трасовий) сейсмічний запис МОВ (див. 10.1) представляє собою сукупність окремих сейсмічних записів (трас), зареєстрованих при різному взаємному розташуванні джерел і приймачів. Розраховані для даного розподілу коефіцієнта відбиття $k(t)$, багаторазові сейсмічні записи називаються *модельними* або *синтетичними сейсмограмами*.

Розглянемо принцип одержання синтетичної сейсмограми. Геологічний розріз (рис. 40, а) поданий сукупністю прошарків, кожен з яких має постійні пружні параметри $v_n \sigma_n$, але вони можуть відрізнятися від прошарку до прошарку. Для кожного прошарку вираховані значення акустичної жорсткості γ , подані у вигляді графіків (рис. 40, б). На їх підставі вираховані коефіцієнти відбиття k , які зображені відрізками вертикальних прямих. Сейсмічна хвиля, що розповсюджується вниз, відбивається на кожній поверхні, на якій стрибкоподібно змінюється акустична жорсткість; амплітуда відбитої хвилі пропорційна коефіцієнту відбиття.

Процес комбінування коефіцієнтів відбиття з імпульсом падіння називається *згорткою* або *консоляцією*. Він полягає в заміні кожного елемента коефіцієнта відбиття імпульсом з амплітудою, пропорційною коефіцієнту відбиття, і в сумуванні результатів.

Синтетичні сейсмограми (рис. 40, в) використовують для встановлення зв'язку польових сейсмічних записів з границями розділу геологічного розрізу.

Особливості утворення в шаруватому розрізі головних (заломлених) хвиль. В середовищі з однією границею розділу головна хвиля, як це показано вище, виникає тільки у випадку, якщо $v_2 > v_1$. В горизонтально-шаруватому

середовищі для виникнення заломленої хвилі на границі необхідно, щоб швидкість в заломлюючому пласті була вищою, ніж швидкість в кожному із пластів, що залягають вище, тобто

$$v_N > v_j, \quad (9.27)$$

де $j = 1, 2, 3, \dots, N-1$.

Пояснимо цю вимогу на наступному прикладі. Нехай границя заломлення перекрита тришаровим середовищем, причому $v_4 > v_3$, але $v_4 > v_2$. Обмежимося розглядом тільки поздовжніх хвиль і візьмемо до уваги, що при виникненні головної хвилі промінь, що проходить, ковзає уздовж границі заломлення, тобто кут заломлення дорівнює 90° , закон заломлення (9.16) для даної моделі середовища можна записати:

$$\sin \alpha / v_1 = \sin \beta / v_2 = \sin i / v_3 = I / v_4. \quad (9.28)$$

При $v_1 < v_2$, згідно (9.29), $\sin \beta = v_2 / v_4 > 1$, а це неможливо. Фізично це означає, що при заданому розподілу швидкостей промінь падаючої хвилі не може впасти на границю заломлення під критичним кутом і головна хвиля на даній границі утворитися не може. Випадок, подібний до розглянутого вище, називається *екрануванням пласта заломлення*.

Поняття про градієнтні середовища, рефраговані хвилі. Якщо потужність пластів в багатошаровому розрізі порівняно з видимою довжиною хвилі дуже мала, то можна говорити про безперервну зміну швидкості з глибиною. Такі середовища називаються *градієнтними*. В градієнтних середовищах відбувається викривлення (рефракція) сейсмічних променів і тому хвилі, що розповсюджуються в них, одержали назву *рефраговані хвилі*.

Найбільш важливим для сейсморозвідки є випадок, коли в середовищі швидкість зростає з глибиною, внаслідок чого сейсмічні промені увігнуті в бік ліній спостереження. Рефраговані хвилі, досягнувши певної глибини, на якій заломлений сейсмічний промінь стає горизонтальним, будуть збуджувати хвилю, що розповсюджується у зворотному напрямку до лінії спостережень.

Така хвиля називається *рефрагованою заломленою*. В сейсморозвідці розроблені спеціальні методичні прийоми виявлення і врахування рефракції заломлених хвиль.

Корисні хвилі і хвилі-перешкоди. Як ми бачили вище, при збудженні пружних коливань в неоднорідному середовищі виникають і розповсюджуються різноманітні сейсмічні хвилі: поздовжні, поперечні та обмінні, відбиті, головні (заломлені) і дифраговані, поверхневі та багато інших. Ці хвилі можуть приходити в точку прийому з близьким часом в результаті відбувається їх складання – інтерференція.

При обробці даних сейсморозвідки з метою одержання зображень сейсмічних границь, на яких хвилі утворилися, зазвичай використовуються не всі хвилі. Хвилі, на використання яких розрахована дана обробка польових матеріалів, називаються *корисними*. Інші хвилі, що реєструються в тому ж інтервалі часу, що і корисні хвилі, будуть створювати заважаючий фон і їх називають *хвилями-перешкодами*. Наприклад, в методах, розрахованих на використання поздовжніх відбитих хвиль до корисних хвиль слід віднести монотипні одноразово відбиті хвилі, тоді як обмінні і багаторазово відбиті, головні (заломлені) та інші хвилі будуть перешкодами. Природно, що поділ хвиль на корисні і перешкоди носить дещо умовний характер. Так, наприклад, в методі заломлених хвиль корисними виявляться головні (заломлені) хвилі, а заважаючий фон будуть створювати відбиті та інші хвилі. На раніше розглянутих в якості перешкод – дифрагованих хвилях в даний час заснований один із способів одержання зображення сейсмічних границь – спосіб дифракційного перетворення (див. 11.7) і т.д. По мірі подальшого розвитку сейсморозвідки будуть створюватися умови для розширення типу і класу сейсмічних хвиль, які використовуються для вирішення геологічних задач. Так сьогодні все більше застосування одержує новий метод сейсморозвідки, заснований на спільному використанні поздовжніх, поперечних та обмінних хвиль – багатовильова сейсморозвідка.

9.6. Методи сейсморозвідки

Методи сейсморозвідки класифікуються за різними ознаками: типах реєстрованих хвиль (поздовжні, поперечні, обмінні), класах хвиль (відбиті,

головні, прохідні, дифраговані, рефраговані тощо), сукупності методичних прийомів польових спостережень і обробки польових матеріалів, середовищах (поверхні) вимірювань (наземні, морські, в свердловинах тощо), стадіях виконання робіт (глибинні сейсмічні зондування, регіональні, пошукові, морські), об'єктах розвідки (пошук антиклінальних скл'адок і інших структурних пасток нафти і газу – структурна сейсморозвідка, прогнозування геологічного розрізу (ПГР), прямі пошуки покладів нафти і газу тощо) та ін.

Основні методи сейсморозвідки – метод поздовжніх відбитих хвиль (МПХ) і метод поздовжніх головних (заломлених) хвиль (ПЗХ). Застосовуються також методи *поперечних і обмінних відбитих хвиль, метод обмінних прохідних хвиль* і т.д. Всередині основних методів сейсморозвідки виділяють різні модифікації, які часто в літературі називають методами, і серед них: в МПХ – метод загальної глибинної точки відбиття (метод ЗГТ), метод регульованого спрямованого прийому сейсмічних хвиль (метод РНП) та ін.; при сейсмічних дослідженнях в глибоких свердловинах, в яких реєструють прохідні, відбиті та інші хвилі, виділяють метод свердловинної сейсморозвідки (МСС), метод вертикального сейсмічного профілювання (метод ВСП), метод обернених голографів (МОГ) тощо.

Контрольні питання

1. В чому полягає найбільш характерна відмінність подовжніх и поперечних хвиль? Який порядок швидкості розповсюдження поздовжніх і поперечних хвиль?
2. В чому полягає різниця графіків профілю і запису сейсмічної хвилі? Намалюйте графіки профілю і запису хвилі.
3. На які характеристики сейсмічної хвилі і як впливають геометрична розбіжність і поглинання?
4. В яких частотних діапазонах розташовані амплітудні частотні спектри зареєстрованих в сейсморозвідці хвиль? Які існують частотні модифікації сейсморозвідки?

5. Які кінематичні характеристики сейсмічних хвиль вивчає геометрична сейсміка?
6. Дайте пояснення фізичної сутності принципу Гюйгенса – Френзеля в сейсморозвідці? Де він застосовується.
7. Як уявна швидкість пов'язана з напрямком приходу хвилі і істинною швидкістю?
8. Які умови повинні виконуватися на границі між двома середовищами, щоб на ньому утворилася відбита хвиля? Головна (заломлена) хвиля.
9. Запишіть вираз коефіцієнта відбиття (проходження) у випадку нормального падіння хвилі на границю. Який фізичний зміст можна надати від'ємному значенню коефіцієнта відбиття?
10. Які сейсмічні хвилі називаються повно і частково відбитими? Нарисуйте схеми променів повно (частково) відбитих хвиль у випадку тришарового розрізу.

Харківський національний університет імені В.Н.Каразіна
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

Методичні вказівки до практичних робіт
По дисципліні:
«Польова геофізика»

Харків 2024

ВСТУП.....	3
1. Методика та апаратура петрофізичних досліджень. Петрофізичні дослідження осадових порід (6 год.).....	5
2. Гравіметрична апаратура та методика польових зйомок Первинна обробка результатів гравіметричних досліджень (4 год.)	12
3. Обробка гравітаційних даних (2 год.).....	15
4. Магніторозвідка та її вимірювальна апаратура та обробка польових магнітометричних даних (4 год.).....	18
5. Основи кількісного аналізу гравітаційних і магнітних аномалій.....	22
Обернена задача гравіметрії для тіл правильної геометричної форми.....	22
“Якісна інтерпретація гравітаційних аномалій”	22
6. Електророзвідувальна апаратура.....	27
Криві ВЕЗ ті їх інтерпретація (4 год.)	27
7. Сейсморозвідка. Апаратура, методика і техніка проведення сейсморозвідувальних робіт. Розрахунок пружних модулів за даними визначення швидкостей пружних хвиль. Типи хвиль в сейсморозвідці та їх годографи. (6 год.)	32
8. Ядерно-фізичні методи та радіометрична апаратура. Вимірювання радіоактивності в лабораторних умовах (4 год.)	42
9. Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин. Апаратура для проведення геофізичних досліджень в свердловинах. Системи інтерпретації даних ГДС. Основи кількісної інтерпретації даних ГДС (2 год.)	47
10. Основи кількісної інтерпретації даних ГДС за допомогою сучасних систем інтерпретації даних ГДС (4 год.)	58
Список рекомендованої літератури	Ошибка! Закладка не определена.

ВСТУП

Геофізика — комплекс наук про фізичні властивості Землі й фізичні процеси, які відбуваються в атмосфері, гідросфері та літосфері під впливом внутрішніх сил Землі й космічних тіл.

Вона включає ряд фундаментальних дисциплін:

1.гравіметрію (науку про гравітаційне поле Землі), засновану на вивченні поля сили тяжіння Землі, його просторової зміни і його градієнтів, які відображають густинні неоднорідності в надрах планети;

2.магнітометрію (вчення про земне магнітне поле), яка вивчає особливості розподілу магнітного поля і його просторово-часових варіацій, викликаного гірськими породами, які володіють різною намагніченістю;

3.сейсмометрію (науку про пружні і акустичні властивості порід), яка вивчає структуру середовища і швидкість поширення пружних хвиль в ній, займається вимірюваннями та аналізом всіх видів рухів у земній корі — від природних джерел (землетрусів) та від штучних джерел — вибухів і різного типу вібраторів;

4.електрометрію (науку про електричні та електромагнітні властивості порід) , яка вивчає процеси, що відбуваються в гірських породах при проходженні через них електричних і електромагнітних полів;

5.ядерну геофізику (науку про радіоактивність гірських порід), яка вивчає природну і штучно створену радіоактивність;

6.геотермію, яка вивчає тепловий стан, розподіл температури і її джерел в земній корі і теплову історію Землі;

7.геофізичні дослідження в свердловинах, що вивчають електричні, електромагнітні, магнітні, акустичні, радіоактивні, теплові поля (природні та наведені) при дослідженнях в свердловинах;

8.петрофізику, яка досліджує фізичні властивості гірських порід і руд з метою вивчення історії геологічного розвитку земної кори, геологічної будови окремих регіонів, пошуків і розвідки корисних копалин.

Природними полями є магнітні, гравітаційні (сили тяжіння), звичайне електричне, електромагнітне і теплове поля, радіоактивність, поле пружних коливань, що викликається землетрусами. Більшість природних фізичних полів можна вважати статичними, тобто такими, що не змінюються чи практично не змінюються в часі. Це може стосуватися не всього поля, а тільки деяких його компонент.

Штучно створюються за допомогою відповідних джерел електричне, електромагнітне, сейсмічне, термічне (за рахунок штучного нагрівання чи охолодження), радіоактивне (наведені) поля. Штучно створювані фізичні поля можуть бути як статичними, так і динамічними, що змінюються в часі.

За умовами проведення, геофізику підрозділяють на наземну, морську, повітряну, підземну і свердловинну.

У відповідності із задачами, що вирішуються, геофізику підрозділяють на глибинну, структурну, рудну, інженерно-геологічну та гідрогеологічну.

Методи геофізики сьогодні використовуються на всіх стадіях геологорозвідувального виробництва, все ширше застосовуються при вирішенні найрізноманітніших задач в геології, інженерній геології, гідрогеології, географії, будівництві та ін.

В зв'язку з цим вивчення теорії і практики методів геофізики різними спеціалістами геологічної галузі в нормативному курсі «Основи геофізики» буде сприяти підвищенню ефективності виробництва.

Низка лабораторних робіт з курсу направлена на більш глибоке вивчення апаратури і методики проведення геофізичних робіт та оволодіння основами первинної інтерпретації геофізичних даних.

1. Методика та апаратура петрофізичних досліджень. Петрофізичні дослідження осадових порід (6 год.)

Структура лабораторної роботи

1. Вивчення параметрів груп петрофізичних досліджень: густинних, електричних, акустичних, ємнісних, магнітних, радіометричних та теплових властивостей гірських порід.
2. Петрофізична апаратура. Методики петрофізичних досліджень зразків гірських порід.
3. Комплекс петрофізичних досліджень при вивченні фізичних властивостей осадових порід.
4. Вимірювання фізичних властивостей колекції зразків (об'ємної густини, питомого електричного опору, загальної пористості порід).
5. Обробка результатів вимірювань.

Теоретична частина

Петрофізика є областю досліджень фізичних властивостей гірських порід і руд із метою вивчення історії геологічного розвитку земної кори, геологічної будови окремих регіонів, пошуків і розвідки корисних копалин. Детальна петрофізична характеристика геологічних утворень, крім того, формує основу інтерпретації геофізичних полів і обумовлює більш інформативне рішення різноманітних задач. Петрофізика є стиковою областю знань, яка тісно пов'язана з фізикою речовини і петрологією. Основними задачами петрофізики є:

- вивчення і систематизація фізичних властивостей порід та мінералів,
- вивчення зв'язків між фізичними властивостями, складом і структурно-текстурними особливостями порід;
- оцінка впливу на фізичні властивості різноманітних геологічних, фізико-хімічних та термодинамічних чинників;
- оцінка впливу фізичних властивостей на перебіг геологічних процесів;
- використання даних щодо фізичних властивостей порід і їх зв'язків із складом та структурними особливостями як для інтерпретації геофізичних даних, так і для побудови речовинно-фізичних і математичних моделей геологічних об'єктів і процесів.

Такий широкий перелік вирішуваних задач визначається залежністю фізичних властивостей від атомної будови речовин (будова і маса ядер, будова електронних оболонок), типу хімічного зв'язку, зміни складу середовища і термодинамічних умов утворення мінералів і порід. Як

наслідок, дуже часто встановлюється високий рівень кореляції між фізичними властивостями і хімічним складом мінералів і гірських порід. Оскільки ж властиві даній породі (мінералу) величини фізичних параметрів формуються під час її утворення і можуть змінюватись в майбутньому, при зміні характеристик середовища. у багатьох випадках є можливим за фізичною характеристикою геологічних формацій відновити термодинамічний режим їх утворення. Водночас, фізичні властивості гірських порід у значній мірі визначають хід геологічних процесів - магматичних, метаморфічних, рудоутворення тощо.

Досліджувані фізичні властивості гірських порід і мінералів (загалом нині вивчається майже 200 петрофізичних параметрів) можуть бути розділені на наступні основні групи:

1) група густинних властивостей об'єднує більше десяти параметрів, найбільш уживаними з яких є мінеральна густина (δ), об'ємна густина (σ_0), густина твердої фази (σ_T), густина газо- і водонасичених порід ($\sigma_{гн}$ і $\sigma_{вн}$), структурна рихлість (ω) та кристалохімічна густина (η);

2) група ємнісних властивостей, до якої включається понад 30 параметрів, серед яких: коефіцієнти загальної ($K_{пз}$), відкритої ($K_{пв}$), ефективної ($K_{эф}$) і динамічної (K_d) пористості, коефіцієнти водо-, нафто- і газонасиченості ($K_{вн}$, $K_{нн}$, $K_{гн}$), коефіцієнт проникності ($K_{пр}$), пустотний склад, структура пустотного простору тощо;

3) група теплофізичних властивостей, у складі якої вивчають переважно: масову (C_M) та об'ємну теплоємність (C_V), температуропровідність (a) і теплопровідність (λ), залежності цих параметрів від температури, коефіцієнти анізотропії теплоємності, температуропровідності і теплопровідності (λ_C , λ_a і λ_λ);

4) група акустичних і пружних властивостей, найуживанішими з яких є: швидкості поширення поздовжніх (V_p), поперечних (V_s) і релеєвських (V_R) хвиль, акустична жорсткість (γ_v), коефіцієнт поглинання енергії пружних коливань (α_E), коефіцієнти анізотропії швидкостей поширення пружних хвиль і акустичної жорсткості (λ_v і λ_α), модуль Юнга (E), модуль зсуву (G), коефіцієнт Пуассона (ν), модуль об'ємного розширення (K), залежності пружних параметрів від частоти;

5) група електричних властивостей, з яких найбільше значення мають: питомий електричний опір (ρ) і електрична провідність (γ), діелектрична проникність (ϵ), тангенс кута діелектричних втрат ($\text{tg}\delta$), природна ($\Delta U_{пс}$) і викликана поляризація ($\Delta U_{вп}$), поляризуємість (η), коефіцієнти електрохімічної активності (α) та поглинання електромагнітної енергії ($K_{пог}$), тензори електричних параметрів та залежності електричних параметрів від частоти поля та температури середовища;

6) група магнітних властивостей. Із параметрів, що до неї належать, найчастіше використовуються: магнітна проникність (μ) і магнітна сприйнятливість (χ), намагніченість - об'ємна (J), індуктивна (J_i), насичення (J_s), природна залишкова (J_n), термозалишкова (J_n), орієнтаційна залишкова (J_{ro}), в'язка залишкова (J_{rv}), хімічна залишкова (J_{rc}), динамічна залишкова (J_{rd}), п'єзозалишкова (J_{rp}), залишкова насичення (J_{rs}); тензори магнітних параметрів, температура Кюрі (T_c), напруженість магнітного поля насичення (H_s), коерцитивна сила (H_c) і параметри коерцитивних спектрів (γ_0 і Δ_M), коефіцієнт розмагнічування (N) і фактор Кенігсбергера (Q), температурні залежності магнітних параметрів;

7) група радіоактивних властивостей включає, в першу чергу: потужність дози інтегрального гама-випромінювання (J_γ або $3P$), вміст $U(Ra)$, Th та K^{40} , а також їх дольовий вклад у величину сумарного гама-фону.

Петрофізика гірських порід є основою для інтерпретації геофізичних даних при дослідженні геологічних об'єктів на будь-які корисні копалини, в тому числі глибинної будови земної кори. Істотну роль в останньому випадку відіграє вивчення фізичних властивостей мінералів і гірських порід при високих тисках і температурах, що є причиною реконструктивних або деструктурних петрофізичних змін.

Технологія петрофізичних досліджень при вивченні фізичних властивостей осадових порід.

Петрофізичні параметри, що вивчаються на етапах досліджень:

- 1.Зважування зразка, визначення густини зразка.
- 2.Визначення коефіцієнта відкритої пористості зразка газоволюметричним методом.
- 3.Визначення абсолютної газопроникності методом лінійної фільтрації.
- 4.Визначення питомого електричного опору зразка.
- 5.Визначення швидкостей пружних хвиль.

Етапи петрофізичних досліджень:

1. Вимірювання геометричних параметрів зразка.
2. Вивчення петрофізичних параметрів в атмосферних умовах.
3. Екстрагування зразка в розчині хлороформу для виведення бітумних компонентів та в спиртобензольній суміші – для виведення мінеральних солей. Сушка зразка при $105^\circ C$. Вивчення петрофізичних параметрів
4. Насичення зразка гасом. Вивчення петрофізичних параметрів
5. Екстрагування зразка в розчині хлороформу для виведення гасу (2-ге екстрагування). Сушка зразка при $105^\circ C$. Вивчення петрофізичних

параметрів

6. Насичення зразка мінералізованою водою (модель пластової води). Вивчення петрофізичних параметрів

7. Визначення параметрів при різних водонасиченості (при різних обертах ротора центрифуги – 1000 об/хв., 2000 об/хв., 3000 об/хв., 4000 об/хв., 5000 об/хв). Вивчення петрофізичних параметрів

8. Екстрагування зразка з метою виведення мінералізованої води (модель пластової рідини) в спиртобензольній суміші. Сушка зразка при 105°C. Вивчення петрофізичних параметрів

9. Насичення зразка мінералізованою водою (модель пластової води). Вивчення петрофізичних параметрів

10. Визначення акустичних і електричних параметрів при високих тисках в інтервалі від 0 до 98 МПа (на установці високого тиску - УВТ

Вимірювання фізичних властивостей колекції зразків. Обробка результатів вимірювань.

Завдання:

1. Вивчити методику дослідження об'ємної густини, коефіцієнта відкритої пористості, питомого електричного опору порід.

2. Дослідити названі параметри у представленій колекції зразків.

3. Оформити звіт.

1.1. Визначення об'ємної густини порід

Відомо, що густина порід може бути визначена як відношення його маси до його об'єму $\sigma = \frac{m}{V}$.

Методика виконання роботи:

1. Зважування зразку у повітрі, отримуємо масу m_1 ,

2. Занурювання зразка у воду та зважування його в воді – отримуємо масу m_0 .

3. Розрахувавши ($m_1 - m_0$) отримаємо за законом Архімеда об'єм зразка

$$\frac{m_1 - m_0}{\sigma_{\text{води}}} = V_{\text{зр}}$$

4. Оскільки густина води дорівнює 1 г/см³, то густину зразка визначимо за формулою $\sigma = \frac{m_1}{m_1 - m_0}$.

Таблиця 1.1 Форма таблиці результатів досліджень об'ємної густини

№ з.п.	№ зразка	Маса зразка, г		Густина зразка, г/см ³
		у повітрі	у воді	

1.2. Визначення коефіцієнту відкритої пористості

Методика виконання роботи:

1. При визначенні пористості вимірюється висота та діаметр десяти еталонних плексигласових зразків, знаходять об'єм кожного та розраховують об'єм пустотного простору (V_{III}) в камері для кожного еталону за формулою:

$$V_{III, i} = V_{20} - V_i$$

де $V_{III, i}$ – об'єм пустотного простору i -го зразку, V_{20} – об'єм 20-го еталону, V_i – об'єм i -го еталону

2. Будується графік залежності $V_{III, i}$ від падіння тиску P для всіх еталонів:

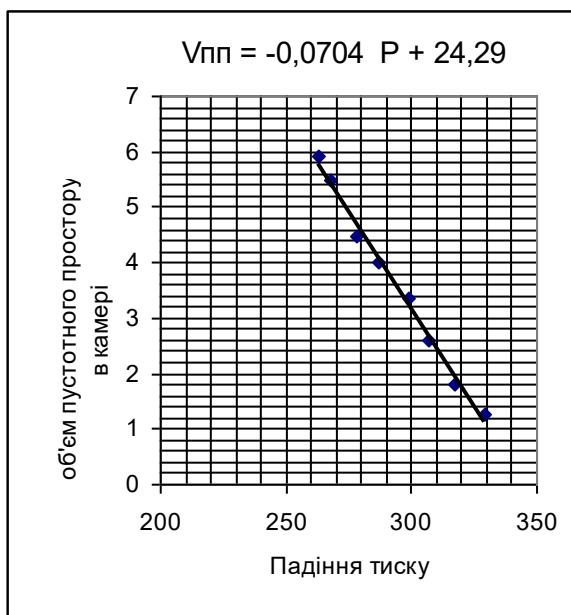


Рис. 1.1. Приклад графіку та апроксимуючої функції, що використовується при розрахунках K_p

3. Проводиться вимірювання падіння тиску (ΔP) для досліджуваного зразку, вимірюються геометричні розміри (l – висота, d – діаметр) циліндричного зразку

4. Розраховують значення об'єму зразка (V^{zp}).

5. За значенням ΔP за розрахованою за графіком $V_{III}(P)$ формулою визначають об'єм пустотного простору зразка.

6. Знаходять коефіцієнт пористості за формулою:

$$K_{\Pi} = \frac{V_{\text{зр}}^{\text{III}}}{V_{\text{зр}}} \cdot 100\%.$$

7. Результати вимірювань та розрахунків заносять в таблицю (табл. 1.2)

Таблиця 1.2. Форма таблиці результатів досліджень коефіцієнту відкритої пористості

№ зразка	ΔP	$l, \text{см}$	$d, \text{см}$	$V, \text{см}^3$	$V_{\text{III}}, \text{см}^3$	K_{Π}

1.3. Визначення питомого електричного опору

Прилади:

- кернотримач (для міцної фіксації зразка та контакту електродів з прокладками),
- електроди – латунні пластинки діаметром 35 мм. та товщиною 0,7 мм., до них припаяні дроти, які приєднані до затискачів моста, розчин (хлористий Na, Ca, Mg)
- міст електричний .

Методика виконання роботи:

- 1.Налаштовують прилад (заземлюють, еталонують);
- 2.Виймають зразок з розчину та закріплюють в керноутримувачі;
- 3.Визначають опір зразка (R).
- 4.Визначають площу перетину циліндричного зразка (S) за формулою:

$$S = \pi d^2 / 4,$$

де S – площа поперечного перерізу, d – діаметр зразка.

5. Розраховують питомий електричний опір (ρ) зазвичай за формулою $\rho = R_{\text{зр}} S / l$, але якщо взяти до уваги, що в керноутримувачі ми маємо дискові датчики, то формула змінює вигляд за рахунок їх впливу:

$$\rho = \frac{R_{зр}}{\frac{1}{d} + \frac{l}{S}}$$

де $R_{зр}$ - опір зразка, S – площа поперечного перерізу, l – довжина зразку, d – діаметр контакту зразка з дисковим датчиком.

6. Результати вимірювань і розрахунків заносять в таблицю 1.3

Таблиця. 1.3 Форма таблиці результатів досліджень питомого електричного опору

№ зразка	R , Ом	l , м	d , м	S , м ²	ρ , Ом*м

Самостійна робота

Скласти реферат (7-10 стор) на тему:

«Петрофізика, її задачі та параметри, які вона вивчає».

2. Гравіметрична апаратура та методика польових зйомок Первинна обробка результатів гравіметричних досліджень (4 год.)

Структура лабораторної роботи

1. Теоретична частина:

- Методи вимірювання сили тяжіння.
- Абсолютні і статичні гравіметри.
- Будова та принцип роботи чутливої системи кварцових астазованих гравіметрів.

2. Проведення гравіметричних спостережень за допомогою гравіметра ГНУ-КВ

3. Обробка результатів польових спостережень.

Теоретична частина

Способи вимірювання сили тяжіння базуються на фізичних явищах, на які сила тяжіння здійснює помітний вплив: вільне падіння тіл, коливання маятника або напруженої струни, рівновага пружинних або крутильних терезів.

Абсолютними є вимірювання, коли вимірюється повна величина прискорення вільного падіння g .

Тривалий час вимірювання g проводили маятниковим способом. У цьому способі вимірювання полягають у вивченні залежності періоду T коливань математичного маятника від величини поля сили тяжіння. Абсолютні маятникові вимірювання досить трудомісткі. Одне вимірювання може проводитися протягом доби. На результати маятникових спостережень істотно впливають похибки вимірювання довжини маятника і часу.

Абсолютне значення поля сили тяжіння в даний час вимірюють за допомогою балістичних гравіметрів. Метод вимірювання абсолютних значень сили тяжіння полягає у реєстрації часу вільного падіння пробної маси в вакуумній камері з відомої висоти. В даний час вимірювання сили тяжіння проводяться здійснюються приладом ГАБЛ-Е (гравіметр абсолютний балістичний лазерний еталонний).

Вимірювання називаються відносними (статичними), якщо вимірюється приріст сили тяжіння між двома пунктами спостереження.

1. Гравіметри наземні кварцові

В даний час на виробництві в Україні використовуються неавтоматизовані гравіметри ГНУ-КС (Гравиметры наземные узкодиапазонные с кварцевой чувствительной системой класса С), ГНУ-КВ і ГНУ-КА. Їх чутливі системи виготовляються з хімічно чистого плавленого кварцу. До цих гравіметрів випускалися ще гравіметри, що називалися ГАК (гравіметр астазований кварцовий), зазнали ряд удосконалень - ГАК-3М, ГАК-4м, ГАК-ПТ, ГАК-7т та ін

Кварцова система гравіметра поміщена в корпус циліндричної форми і ретельно ізольована від зовнішнього середовища. З корпусу відкачується повітря. Таким чином, кварцова система перебуває у вакуумі, що підвищує її чутливість і усуває вплив механічних часток і водяної пари на положення рівноваги маятника.

2. Кварцові гравіметри автоматизовані використовують мікропроцесорну технологію: CG-5 CG-3М (SCINTREX), ГНУ-01 (ВНШгеофізика), ГНШ-КВ (Геологоразведка). Автоматизований гравіметр складається з *кварцової чутливої системи* з електростатичною компенсаційною системою вимірів, розміщених у термозахисному корпусі, і *електронного блоку* для управління гравіметром і попередньої обробки даних. Автоматично компенсуються зміни нахилу до 200".

3. При вимірах в русі застосовують струнні гравіметри, які застосовуються для відносних вимірювань Δg , що визначається за зміною частоти коливань напруженої струни. Струнний гравіметр використовувався при вимірах сили тяжіння на Місяці.

4. В надпровідних кріогенних гравіметрах дія сили тяжіння врівноважується дією пружної сили магнітного поля, що виникає при проходженні струму в надпровідних елементах. В якості чутливого елемента використовується надпровідна сфера, яка знаходиться у зовнішньому постійному магнітному полі двох соосних соленоїдів. Надпровідні гравіметри використовуються для вивчення довгоперіодичних змін сили тяжіння. SG C024 (шт. Колорадо, США), GWR (Сан-Дієго, Каліфорнія, США), GWR TT70 (Японія)

Аналогічні до кварцових автоматизовані гравіметричні комплекси створені для морських і аерогравіметричних вимірювань.

5. У морських гравіметрах чутливу кварцову систему поміщають в рідину. Це забезпечує температурну компенсацію і критичне демпфування. Морський гравіметричний комплекс "Чекан-А", СИНТ-РЕКС (Канада).

6. Аерогравіметричний "Чекан-АМ" комплекс МАГ-1 (Росія) є одним з кращих у світі (для закордонних компаній - GT-1). Постійна складова сили тяжіння компенсується подачею в пласку котушку постійного струму від прецизійного джерела струму. Компенсаційний струм перетвориться в частотний сигнал, пропорційний збільшенню сили тяжіння. За кордоном (США, Канада, Австралія) дослідження проводяться як в державних структурах (Lamont-Doherty Earth Observatory, US National Science Foundation та ін), так і у великих комерційних компаніях (Carson Services, Edcon Aero Surveys, Sander Geophysics, Fugro LCT).

7. В останні роки з'явився новий розділ - супутникової гравіметрії. Суттєвий прогрес у виконанні даної ідеї перетворення висот поверхні

океану в гравітаційні карти був досягнутий після запуску геодезичних супутників GEOSAT, GRACE і ERS-1

Вимірювання сили тяжіння відносним гравіметром ГНУ-КВ.

Методика виконання роботи:

I. Виміри та точці спостережень.

1. Встановити гравіметр на міцній основі. Відневілювати прилад за рівнями шляхом обертання підйомних гвинтів корпусу гравіметра. Підключити джерело живлення лампочки.

2. Спостерігаючи в мікроскоп і обертаючи мікрометр вимірювального пристрою, вивести індекс на нульову поділку шляхом спостереження в окуляр мікроскопу. Взяти відлік за мікрометричним лічильником обертів з точністю до 0.001 оберту мікрометра.

3. Змінити відлік шляхом повороту ручки мікрометра приблизно на 0.1 оберту. Спостерігаючи в мікроскоп, вивести індекс на нульовий відлік (рису) шкали окуляру і взяти другий відлік за мікрометром.

4. Аналогічно провести третій вимір на точці. Різниця відліків не повинна перевищувати 0.01 оберту мікрогвинта вимірювального пристрою.

Відліки і час отримання другого відліку, номер точки заносять в польовий журнал. Після цього відбувається перехід на другу точку.

II. Обробка даних

1. Розрахувати відносне значення сили тяжіння (у відліках мікрометра). Для розрахунків використати формулу: $\Delta M = M_i - M_1$, де M_i – відлік мікрометра на i -точці, M_1 – відлік мікрометра на опорній точці (№ 1).

2. Розрахувати відносне значення сили тяжіння (мГал) за формулою: $\Delta g = \Delta M * n$, де n – ціна поділки гравіметра.

3. Заповнити результуючу таблицю гравіметричного рейсу.

№ точки рейсу	Час вимірювання	Відлік мікрометра	Середнє значення (у відліках)	Δg (мГал)

Самостійна робота

Скласти реферат (7-10 стор) на тему: «Основні типи гравіметрів».

3. Обробка гравітаційних даних (2 год.)

Обробка даних вимірювання сили тяжіння відносним гравіметром.

1. Отримати таблицю даних з польового журналу спостережень з гравіметром (табл. 4.1.)

Таблиця 4.1. Приклад польового журналу спостережень з гравіметром
Профіль 120 Ділянка Михайлівська
Дата 5.08.1992р. Гравіметр ГНУ-КВ №64
Ціна поділки $C = -7,85 \text{ мГал/поділ}$

№ п.п.	№ точки	Час	Відлік за мікрометром	Значення ОГП
1	ОГП-15	11,10	4,568 4,569 4,571	89,57
2	100	11,12	4,573 4,572 4,570	
3	102	11,15	4,627 4,628 4,625	
4	104	11,17	4,689 4,688 4,686	
5	106	11,20	4,708 4,709 4,706	
6	108	11,23	4,744 4,743 4,740	
7	110	11,25	4,759 4,758 4,758	
8	122	11,39	4,569 4,566 4,568	89,32

3. Розрахувати середнє значення відліку мікрометра на кожній точці рейсу. Всі дані заносити в таблицю 4.2.
4. Розрахувати відносне значення сили тяжіння (у відліках мікрометра). Для розрахунків використати формулу:

$$\Delta a_i = a_i - a_1,$$

де a_i – середній відлік мікрометра на i -точці,

a_1 – середній відлік мікрометра на опорній точці (п. № 1).

5. Розрахувати відносне значення сили тяжіння Δg (мГал) за формулою:

$$\Delta g = \Delta a_i \cdot C,$$

де C – ціна поділки гравіметра.

6. Розрахувати поправку за сповзання «0» - пункту за формулою:

$$P_i = \frac{(g_k - g_1) - C(a_k - a_1)}{t_k - t_1} \cdot (t_i - t_1),$$

де g_1 та g_k – абсолютні значення сили тяжіння відповідно на першій (1) та кінцевій (к) точках опорних гравітаційних пунктах (ОГП),

$t_k - t_1$ та t_i – значення часу вимірювання сили тяжіння відповідно на першій (1), кінцевій (к) точках опорних гравітаційних пунктах (ОГП) та в поточних точках вимірювань (і) в хвилинах,

$a_k - a_1$ – відносні значення сили тяжіння відповідно на першій (1) та кінцевій (к) точках опорних гравітаційних пунктах (ОГП)

7. Розрахувати сумарну поправку в кожній точці (Σ_{cn}) за формулою:

$$\Sigma_{cn} = \Delta g + P_i$$

8. Розрахувати сумарне абсолютне значення сили тяжіння в кожній точці (g_{cn}) за формулою:

$$g_{cn} = \Sigma_{cn} + g_1$$

8. Заповнити результуючу таблицю гравіметричного рейсу (форма таблиці - табл. 4.1) та побудувати графік зміни g_{cn} своєму профілю.

Самостійна робота: підготувати реферат на тему: Відомості про типи гравіметрів (2-3 сторінки).

4. Магніторозвідка та її вимірювальна апаратура та обробка польових магнітометричних даних (4 год.)

Структура лабораторної роботи

1. Теоретична частина: типи сучасних польових магніметрів. Принципи їх дії.
2. Виконання магнітометричної зйомки магнітометром ПКМ-1.
3. Обробка польових магнітометричних даних.
4. Самостійна робота.

Теоретична частина

Квантові магніметри

Елементарні частки матерії, в т.ч. атомні ядра, є носіями магнетизму, тобто мають власні магнітні моменти. Атомне ядро прецесує (обертається) в магнітному полі навколо напрямку поля з певною частотою. Гіромагнітне відношення ядер кожного ізотопу (відношення магнітного моменту до механічного) є атомною константою, що не залежить від зовнішніх факторів (температура, тиск, вологість і т.п.). Тому частота прецесії ядра даного ізотопу залежить тільки від напруженості зовнішнього магнітного поля. Отже, вимірюючи частоту прецесії атомних ядер, можна визначити напруженість магнітного поля, в якому вони знаходяться. Це явище покладено в основу квантових магніметрів. Розрізняють протонні квантові магніметри та квантові магніметри з оптичною накачкою.

Протонні магніметри. Для вимірювання магнітного поля найзручніше використовувати протони, оскільки вони в рідинах дають найбільш гострий і інтенсивний резонанс. Якщо помістити зразок з протонами (наприклад, посудину з водою або спиртом) в котушку індуктивності, то в останній виникає ЕРС з частотою, рівною частоті прецесії протонів.

На цьому принципі побудовані вітчизняні протонні магніметри ММП-203, ММ-60. Мінімаг, найбільш відомі зарубіжні магніметри G806, G856, Grad 601-2 та ін

Квантові магніметри з оптичною накачкою. Як відомо, енергетичні рівні атомів парів металів, що знаходяться в магнітному полі, розщеплюються на кілька підрівнів (ефект Зеемана). Якщо через посудину з парами металу (рубідію або цезію) пропускати поляризоване по колу пучок монохроматичного світла, відбудеться перехід атомів металу з нижнього енергетичного рівня на більш високий. Якщо тепер впливати на посудину з парами металу змінним магнітним полем резонансної частоти, перпендикулярним до постійного поля, відбувається

перехід атомів металу з більш високого енергетичного підрівня на більш низькі підрівні і почнеться процес поглинання поляризованого світла. Спостерігаючи в світлі його інтенсивність при різних частотах змінного поля можна помітити різке падіння інтенсивності в момент резонансу. Шляхом вимірювання резонансної частоти змінного поля можливо визначити за відомим співвідношенням напруженість постійного поля Землі.

Ферозондові магнітометри

Магніточутливим елементом ферозондового магнітометра є феррозонд - електрична котушка з сердечником з магнітомягкого матеріалу, що живиться змінним струмом. Яка чутлива до величини та напрямку зовнішнього магнітного поля. Феррозонд має інші найменування: датчик магнітного насичення. Магнітонасичений датчик, магніто-модуляційний датчик. У зарубіжній літературі феррозонд називається flux-gate - потокопропускаючий, потокосприймаючий.

За певних геометричних розмірах сердечника коефіцієнт розмагнічування може бути настільки малий, що при приміщенні сердечника в зовнішнє магнітне поле розмагнічує поле буде практично відсутній. Сумарне магнітне поле в осерді виявиться рівним зовнішньому полю.

Якщо сердечник розташований уздовж поля, він сприймає повне значення поля, коли під кутом - відповідну складову. При перпендикулярному розміщенні сердечника до поля зовнішнє поле на нього не діє. Зазначені вище умови дозволяють забезпечити гостру діаграму спрямованості феррозонда, завдяки чому він придатний для вимірювання компонентів магнітного поля і відповідних їм кутів.

2. Виконання магнітометричної зйомки магнітометром ПКМ-1

Опис приладу. Магнітометр ПКМ-1 призначений для вимірювання модуля геомагнітного поля Землі. Основна галузь застосування магнітометра – виконання наземних магніто розвідувальних робіт при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин. ПКМ-1 може працювати і як автономна магнітоваріаційна станція з програмованим циклом вимірювання від 0,1с до 24 год.

Магнітометр складається з магнітовимірювального перетворювача, пульту керування, акумулятора та кабелів.

В магнітомері ПКМ-1 в якості магніточутливого перетворювача застосований квантовий перетворювач, що діє на принципі оптичної накачки парів цезію-133. При певних умовах на виході такого перетворювача виділяється частота прецесії атомів цезію, яка пропорційна зовнішньому магнітному полю (В). Встановлений на вході пульту керування

магнітометра швидкодіючий періодомір перетворює частоту прецесії на значення магнітної індукції.

Магнітометр має два режими роботи – ручний з запуском від кнопки й автоматичний, з запуском від внутрішнього таймера.

Технічні характеристики.

1. Діапазон вимірювання модуля магнітної індукції від 20 000 до 100 000 нТл з похибкою відліку 0,001 нТл.
2. Гранична середня квадратична похибка вимірювання магнітної індукції не перевищує 0,01 нТл.
3. Кутова робоча зона магнітовимірювального перетворювача складає не менше ніж $\pm 20^{\circ}$.
4. Максимальна швидкодія магнітометра становить 10 вим/с.

Хід роботи.

Польові дослідження.

1. Увімкнути магнітометри. Час прогрівання – 10 хвилин.
2. Синхронізувати внутрішні таймери магнітометрів.
3. Встановити один з магнітометрів, який буде працювати як магніто варіаційна станція, у безпечному місці.
4. Підготувати на місцевості профіль магнітної зйомки (забити 2 кілки, розтягнути між ними вимірювальний шнур).
5. Встановити магнітометр у ручний режим, провести вимірювання послідовно на пікетах профіля.

Самостійна робота

Написати реферат (7-10 стор.) на тему : «Види магнітних зйомок».

Обробка польових магнітометричних даних (2 год.)

Процес обробки результатів магнітометричних досліджень починається з первинної обробки даних магнітної зйомки з метою перетворення результатів магнітометричних вимірів в аномалії магнітної індукції, виправлені за вплив варіацій магнітного поля Землі і приведені до єдиного (абсолютного або умовного) рівня. На цій же стадії вибудовуються попередні карти ізоліній або графіків магнітного поля.

Виконання обробки польової магнітометричної інформації

1. Вивести інформацію з пультів керування магнітометра і варіаційної станції на комп'ютер за допомогою програми rkm.exe
2. У файлі запису магнітометра відшукати свій профіль.
3. У файлі запису магнітоваріаційної станції відшукати запис варіацій магнітного поля за час проходження профіля.

4. Записати у вигляді таблиці й побудувати графік зміни польових значень магнітної індукції по профілю $B_f(l)$, де l – відстань в метрах від початку профіля.

Пікет	Відстань (l , м)	Відлік (B_f , нТл)	Час (год:хв:с)

5. Записати у вигляді таблиці й побудувати графік магнітних варіацій за час проходження профіля $B_{var}(t)$, де t – час у секундах. Охарактеризувати графік.

Відлік B_{var}	Час, t , (год:хв:с)

6. Розрахувати відносну величину варіацій магнітного поля $\Delta B_{var} = B_{var}i - B_{var}1$, де $B_{var}1$ - відлік варіаційної станції в початковий момент зйомки.

7. Ввести поправку за варіації магнітного поля до польових значень магнітної індукції $B = B_f - \Delta B_{var}$. Розрахувати і побудувати графік значень магнітної індукції, скорегованих за вплив магнітних варіацій, по профілю $B(l)$.

Результати розрахунків занести в таблицю.

Пікет	Відстань (l , м)	Відлік (B , нТл)

8. Порівняти графіки $B_f(l)$ та $B(l)$.

5. Основи кількісного аналізу гравітаційних і магнітних аномалій. Обернена задача гравіметрії для тіл правильної геометричної форми. “Якісна інтерпретація гравітаційних аномалій”

Найчастіше гравірозвідувальні роботи проводяться паралельно з магніторозвідувальними. При цьому необхідно пам'ятати, що якщо гравітаційна і магнітна аномалії викликані одним і тим геологічним утворенням, то вони звичайно не зовсім співпадають за місцезонашуванням, розмірам, а іноді відрізняються досить істотно. Це пояснюється різною аналітичною природою цих аномалій.

Виконання кількісного геологічного тлумачення гравітаційних аномалій.

Фізична модель геологічного середовища – це деяка спрощена схема середовища, яка дозволяє проводити інтерпретацію геофізичних даних і при цьому зроблені при її побудові спрощені припущення хоча і представляють нерідко істотне відхилення від реальних умов, проте не обумовлюють великих похибок при інтерпретації. Під час інтерпретації гравітаційних аномалій найчастіше використовують наступні спрощуючі припущення :

1. Можливість зведення задачі інтерпретації до двохвимірної, тобто, аномалії, що досліджуються, обумовлені нескінченно витягнутими тілами з постійним поперечним перерізом. Це припущення веде до значного спрощення всіх обчислювальних операцій при інтерпретації.

2. Про постійну надлишкову густину геологічних тіл, які викликають гравітаційні аномалії. Ця умова в деяких випадках досить задовільно відповідає реальним умовам, іноді є тільки досить грубим наближенням до реальності. Проте припущення про постійну надлишкову густину значно спрощує і полегшує інтерпретацію.

3. При інтерпретації аномалій градієнту сили тяжіння у випадку двовимірної задачі нерідко робиться припущення про нескінченне розповсюдження збурюючих тіл на глибину.

4. Досить часто робиться припущення про те, що геологічні тіла, які викликають гравітаційні аномалії, мають правильну геометричну форму, яка наближено відповідає дійсній.

Для виявлення аномалії саме від геологічного об'єкту, що нас цікавить, в сумарному гравітаційному полі необхідно, щоб величина її переважала над величинами аномалій від інших тіл. З цією метою необхідно домогтися “підсилення” “цікавих” нас аномалій і “ослаблення” інших, тобто зробити певне перетворення чи *трансформацію* спостереженого гравітаційного поля. Очевидно, що ефективність подібного перетворення буде залежати від

розходження властивостей аномалієутворюючих тіл – розходження їхніх глибин залягання, розходження їхніх форм, густин та ін.

Існують декілька способів трансформації гравітаційних полів. Найбільш поширені три основних операції:

- 1) аналітичне продовження спостереженого поля аномалій сили тяжіння на інші рівні;
- 2) осереднення аномального поля;
- 3) обчислення вищих похідних потенціалу сили тяжіння.

Обчислення вищих похідних потенціалу сили тяжіння дозволяє виявити локальні аномалії. Зі збільшенням відстані від мас, що збурюють поле, вищі похідні потенціалу спадають швидше, ніж перші похідні. В результаті цього підсилюється ефект від дрібних і неглибоко залягаючих аномальних мас у порівнянні з великими і глибоко залягаючими тілами. В результаті виконання перетворень будують карти трансформованих аномалій, на яких цікавлячі нас геологічні об'єкти виявляються чіткіше, ніж на вихідній карті Δg .

Пряма задача гравіметрії для тіл правильної геометричної форми (на прикладі сфери)

Визначення значень гравітаційного потенціалу та його похідних для тіла заданої форми, розмірів і густини в точках, які знаходяться за межами тіла, називається **прямою задачею** гравіметрії.

Пряма задача гравіметрії має єдиний розв'язок. Для більшості тіл правильної геометричної форми, які однорідні за густиною, пряма задача вирішується аналітично. Складні по формі або за розподілом мас тіла розбивають на окремі частини таким чином, щоб їх вплив можна було визначити аналітично, просумовують вплив частин тіла та знаходять поле, яке спричинене цим тілом.

Розподіл по профілю аномалій сили тяжіння або аномальних значень других, третіх похідних гравітаційного потенціалу зображують у вигляді кривих Δg , V_{xz} , V_{zz} , V_{Δ} , V_{zzz} . Кривим Δg , V_{xz} , V_{zz} , V_{Δ} , V_{zzz} над тілами різних геометричних форм притаманні деякі особливості, які в деяких випадках характерні лише для тіл цих форм.

Гравітаційний вплив сфери в точках зовнішнього простору еквівалентний дії точкової маси, яка дорівнює масі M сфери і розташована в її центрі. В прийнятій у задачі системі координат $r = \sqrt{x^2 + h^2}$.

Поклавши, що центр сфери лежить на осі Z на глибині h , радіус сфери дорівнює R , її густина σ , а густина уміщуючих порід - σ_0 , отримуємо гравітаційний вплив сфери в точках осі X за наступними формулами:

$$\Delta g = GMh / (x^2 + h^2)^{\frac{3}{2}},$$

$$V_{xz} = -3GMhx / (x^2 + h^2)^{\frac{5}{2}}$$

$$V_{\Delta} = V_{yy} - V_{xx} = -3GMx^2 / (x^2 + h^2)^{\frac{5}{2}}$$

$$V_{zz} = GM(2h^2 - x^2) / (x^2 + h^2)^{\frac{5}{2}}$$

$$M = \frac{4}{3} \pi r^3 (\sigma' - \sigma_0)$$

Обернена задача гравіметрії для тіл правильної геометричної форми (на прикладі сфери)

Обернена задача полягає у визначенні параметрів збурюючого тіла за відомим значенням поля аномалій сили тяжіння. Вона вирішується неоднозначно, тому що однакові аномалії сили тяжіння можуть бути зв'язані з геологічними об'єктами різної форми, розмірів, густини. Тому для підвищення вірогідності інтерпретації необхідні дані про густину порід, що складають даний район, а також ймовірній формі тіл, які досліджуються. Природно, що результати інтерпретації будуть тим достовірнішими, чим більш обґрунтовано вибрана модель досліджуваного поля.

Кількісно інтерпретуються параметри збурюючих поле тіл, їх маси і густини. Результатом інтерпретації є геолого-геофізичні розрізи визначених напрямків (інтерпретаційні профілі), структурні карти поверхонь розділу середовищ різної густини. Найбільше застосовується при кількісній інтерпретації аналітичний спосіб і спосіб підбору.

У **методі характерних точок** використовуються формули розрахунку аномалій Δg і других похідних гравітаційного потенціалу для тіл простої форми, отримані при рішенні прямих задач. Досліджуючи ці аналітичні вирази, визначають координати характерних точок відповідних похідних (звідси назва методу). Звичайно це:

- точки максимуму і мінімуму,
- напівмаксимуму,
- нульових значень.

Знаходять також значення аномалії в точках максимуму і мінімуму. Цей аналіз дозволяє для кожного тіла одержати систему рівнянь. З неї і визначають невідомі елементи залягання аномалієутворюючого тіла, тобто вирішують зворотну задачу.

Геологічні тіла, які можуть бути **уподібнені сфері**, дуже різноманітні: поклади гніздоподібної і штокоподібної форми, карстові форми, соляні купола і таке ін.

Так, для тіл сферичної форми значення сили тяжіння і її горизонтального градієнта по будь-якому профілю, що проходить через епіцентр тіла, визначають по формулах:

$$\Delta g = GM \frac{h}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \quad i$$

$$W_{xz} = -3G \frac{xh}{(x^2 + h^2)^{5/2}},$$

де M — надлишкова маса тіла; h - глибина залягання центра сфери; $G=6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$ — гравітаційна постійна; x — абсциса довільної точки на осі x (рис. 5.1).

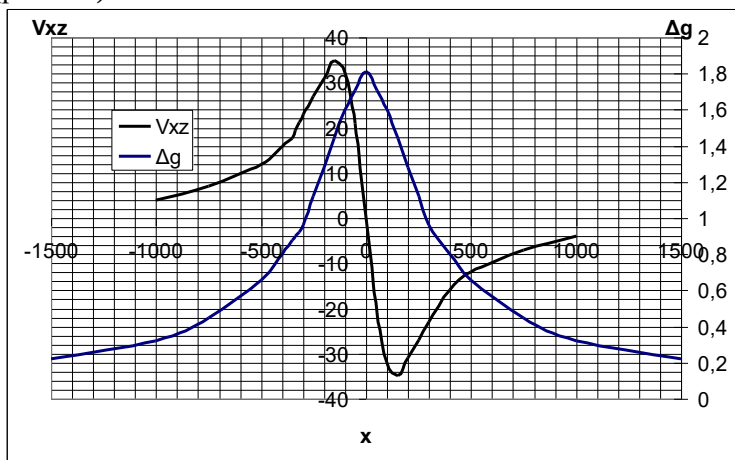


Рисунок 5.1 Криві g і W над сферою

Завдання для виконання лабораторної роботи

1. Побудувати криві Δg та V_{xz} за наданими варіантами даних (приклад в табл. 5.1.).

Для тіла, що апроксимується формою кулі необхідно визначити:

- M — надлишкову масу тіла;
- h - глибину залягання центра сфери та
- R – радіус сфери.

2. За кривою Δg глибина залягання визначається за кривою Δg за формулою:

$$h = 1.31 \cdot x_{0,5},$$

а маса тіла відповідно:

$$m = \frac{h^2}{G} \Delta g_{\max},$$

де $G=6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг с}^2$, Δg - відносне значення сили тяжіння в мГал, а 1мГал відповідає 10^{-5} м/с^2 .

Таблиця 5.1. Приклад даних для побудови та інтерпретації кривих Δg та V_{xz}

Варіант	1		2		3	
$X, \text{ м}$	$\Delta g, \text{ мГал}$	$V_{xz}, \text{ Е}$	$\Delta g, \text{ мГал}$	$V_{xz}, \text{ Е}$	$\Delta g, \text{ мГал}$	$V_{xz}, \text{ Е}$
± 0	2,79	0	3,54	0	7,07	0
± 25	2,55	∓ 180	3,51	∓ 22	6,96	∓ 86
± 50	2,00	∓ 240	3,43	∓ 40	6,66	∓ 157
± 75			3,31	∓ 54	6,20	∓ 204
± 100	0,99	∓ 148	3,16	∓ 63	5,66	∓ 226
± 150	0,48	∓ 66	2,83	∓ 68	4,53	∓ 217
± 200	0,25	∓ 30	2,50	∓ 63	3,54	∓ 170
± 250	0,14	∓ 15	2,20	∓ 54	2,76	∓ 135
± 300	0,09	∓ 8	1,96	∓ 45	2,18	∓ 100
± 400			1,58	∓ 32	1,41	∓ 57
± 500			1,31	∓ 23	0,98	$\mp 33,6$
± 600			1,11	∓ 17	0,71	$\mp 21,2$
± 800			0,86	∓ 10	0,42	∓ 9
± 1000			0,69	∓ 7	0,27	∓ 5
	$\sigma_{ef} = 1 \text{ з/см}^3$		$\sigma_{ef} = 1,5 \text{ з/см}^3$		$\sigma_{ef} = 1,5 \text{ з/см}^3$	

3. З іншого боку ці параметри можна визначити за кривою V_{xz}

$$h = \pm 2x_{\text{екстрем}},$$

$$m = \frac{1.17h^3}{G} (V_{xz})_{\max},$$

де V_{xz} визначається в Етвешах, а 1Е відповідає 10^{-9} л/с^2 .

4. Дані, що визначено за двома кривими осереднити.

5. Радіус сфери визначається за формулою:

$$m = \frac{4}{3} \pi R^3 \sigma \text{ звідки } R = \sqrt[3]{\frac{3}{4} \frac{m}{\pi \sigma}}.$$

6. Зробити висновки.

6. Електророзвідувальна апаратура. Криві ВЕЗ та їх інтерпретація (4 год.)

Структура лабораторної роботи

Теоретична частина:

- Електророзвідка на постійному струмі. Методи опору.
- Апаратура та установки методів опору.
- Метод вертикального електричного зондування. Установка ВЕЗ.
- Типи кривих ВЕЗ.

Практична частина:

- Побудова кривих ВЕЗ та їх первинна інтерпретація.

Теоретична частина

Розв'язок геологічних задач методами опору здійснюється безпосереднім вивченням штучно створених електричних полів постійного струму, які характеризуються такими параметрами:

1. потенціалом U ,

2. напруженістю поля $E = \frac{\partial U}{\partial n}$

3. щільністю струму $j = \gamma E = \frac{E}{\rho}$

Електричне поле в землі створюється шляхом пропускання постійного електричного струму через електроди заземлення А і В, які називаються електродами живлення. Вивчення електричного поля здійснюється за допомогою двох інших електродів М і N, які називаються приймальними. Сукупність електродів живлення і приймальних називається польовою установкою.

Електричні зондування є основною модифікацією електророзвідки методом опорів.

Установки електричних зондувань складаються з ліній живлення і приймальних ліній і, на відміну від електричного профілювання, в процесі проведення польових досліджень відстань між електродами живлення або між живлячими і приймальними лініями збільшується, внаслідок чого збільшується глибина досліджень.

Криві, які показують залежність позірної опору від відстані між електродами живлення і приймальними електродами (або між відповідними лініями) називають кривими зондування.

Головні задачі, які вирішують вертикальні електричні зондування: визначення глибини залягання, потужності і опору окремих геоелектричних горизонтів.

Основні групи установок електричних зондувань:

а) вертикальні електричні зондування;

б) дипольні зондування.

Установки електричних зондувань розрізняють між собою взаємним розташуванням електродів живлення і приймальних електродів.

В основному застосовуються установки вертикальних електричних зондувань (ВЕЗ) і установки дипольних електричних зондувань (ДЕЗ).

Уявні (позірні) опори розраховуються за формулою

$$\rho_i = k \frac{\Delta U}{I},$$

де ΔU - різниця потенціалів в мВ на приймальних електродах MN;

I - сила струму в сантіамперах, яка виміряна на електродах живлення АВ та k - коефіцієнт установки, який залежить від типу і лінійних розмірів установки.

Установки вертикальних електричних зондувань (ВЕЗ).

Найбільш поширені серед них є симетричні АМNB зондування, які звичайно використовують при вивченні розрізу на глибини до декількох сот метрів.

При вивченні незначних глибин досить часто застосовують установки трьохелектродні АМN, В→∞.

Рознесення живлячої лінії АВ, як правило, збільшуються в геометричній прогресії з множителем, який близький до 1.5 або 2.

Відстань між приймальними електродами MN не повинна перевищувати третини відстані АВ (MN 1/3 АВ) і може залишатися постійною, доки вимірювальні напруги досить великі в плані їх надійної реєстрації.

Коефіцієнти k для цих установок розраховують за формулами:

$$k_{AMN, B \rightarrow \infty} = \pi \frac{|AM| \cdot |AN|}{5|MN|}, \quad k_{AMNB} = \pi \frac{|AM| \cdot |AN|}{10|MN|}$$

Побудова графіків електричних зондувань.

За результатами виконаних зондувань будують криві зондувань, які, як правило, викреслюють в подвійному логарифмічному масштабі (модуль 6.25). при побудові кривих на бланку по вертикалі відкладають значення позірних опорів, а по горизонталі відстані:

а) між живлячим електродом: центром приймальних електродів (триелектродне зондування);

б) половина відстані між двома живлячими електродами (симетричне зондування);

в) між центрами живлячого і приймального диполів (дипольне азимутальне зондування);

г) половина відстані між центрами живлячого і приймального диполів (дипольне радіальне зондування);

В залежності від кількості електричних горизонтів розрізняють дво-, три-, чотири- та багат шарові криві зондувань.

В двошаруватому розрізі розрізняють типи кривих:

- верхній шар має більший опір ($\rho_1 > \rho_2$)
- верхній шар має менший опір ($\rho_1 < \rho_2$) в порівнянні з

опором підстилаючої товщі.

Для тришаруватого розрізу можливі чотири типи кривих:

- 1) $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ (крива типу Н);
- 2) $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ (крива типу К);
- 3) $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ (крива типу Q);
- 4) $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ (крива типу А).

Для чотиришаруватого розрізу існує 8 комбінацій, тобто 8 типів кривих.

Найменування їх складається з двох тришаруватих кривих. Наприклад:

- а) $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ (крива типу АА)
- б) $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ (крива типу НК)
- в) $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$ (крива типу QН) і т. п.

Аналогічна методика визначення найменування і багат шарових кривих електричних зондувань, де послідовно розглядається декілька (в залежності від кількості шарів) тришарових кривих ВЕЗ.

Первинна інтерпретація результатів ВЕЗ

1. Накреслити 3 криві зондувань в білогарифмічному масштабі (табл.6.1, рис.6.1.).
2. Визначити типи накреслених кривих ВЕЗ.
3. Визначити тип порід, що охарактеризовані кривими ВЕЗ за даними таблиці 4.2.

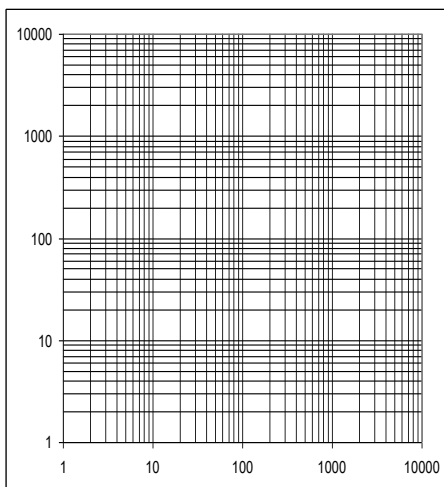


Рис. 6.1. Вигляд білогарифмічного бланку

Таблиця 6.1. Варіанти для побудови кривих ВЕЗ

№ ВЕЗ	ρ_n при АВ/2																	
	1,5	2	3	4	5	7	10	15	20	30	40	50	100	150	200	300	400	500
1	150	150	135	110	90	55	27	16	17	23	27	29	25	15	9			
2	150	150	140	130	120	100	85	82	90	110	130	140	210	270	310	370	400	420
3	82	70	55	48	42	33	25	17	13	11	10,5	10	10					
4	97	87	67	48	35	21	12	8,5	6,4	3,4	2,2	1,6	1,5	2,2	2,7	3,7	4,5	5,5
5	14	17	22	26	28	30	27	16	8	3	1	0,3						
6	15	15	15	15	15	16	19	23	27	30	31	28	22	20	23	32	40	50
7	28	34	46	57	70	85	110	150	190	240	300	360	500	530	500	360	220	110
8	14	17	23	29	34	44	56	77	92	120	160	200	340	480	610	840	1000	1200
9	2	2	2,1	2,4	2,7	3	3,5	3,9	3,9	3,8	3,6	3,6	5	6	7	8	9	9
10	7,2	5,5	3,2	2,4	2,7	2,7	3,2	3,5	3,6	3,4	2,7	2,3	1,2	1,05	1	1		
11	20	20	20	20	21	22	24	26	30	39	48	55	96	130	175	250	320	400
12	600	400	160	60	30	15	9,5	7,7	6	4,2	3,7	2,2	0,5	0,2				
13	150	160	170	160	200	240	300	380	420	430	440	400	250	150	80	35		
14	17	19	23	26	29	35	38	46	54	60	57	50	17					
15	70	50	28	15	11	8,5	7,5	7,7	8,7	12	16	20	38	48	53	57	55	53
16	73	55	32	24	24	27	32	35	35	36	34	26	15	14	15	18	25	30
17	10	10	9,5	8,2	7	5,5	4	3,3	3,4	3,7	4	4	2,5	1,5	0,9	0,4		
18	1,1	1,2	1,4	1,7	2	2,5	3	3,5	3,6	3,2	2,8	2,6	3,4	4,2	5	7	9,5	

Самостійна робота: Підготувати реферат (7-10 стор) на тему: Основні методи опорів в електророзвідці, їх характеристика.

Таблиця 6.2. Позірний опір деяких порід

Порода	ρ_p
Аргіліти	10^1-10^2
Алевроліт	10^3-10^5
Глини	10^0-10^3
Доломіти	10^2-10^4
Вапняки	10^2-10^3
Конгломерати	10^1-10^3
Мергелі	10^0-10^3
Пісковики	10^1-10^3
Піски	$0,5-10^3$
Піски слабозволожені	10^2-5*10^2
Піски водонасичені	$5*10^1-2*10^2$
Піски, що насичені мінералізованою водою	$5*10^{-1}-5*10^1$
Суглинки	10^1-5*10^1
Супіски	10^1-8*10^1
Сланці глинисті	10^2-10^3
Базальти	10^3-10^5
Габбро	10^3-10^5
Гнейси	10^2-10^5
Граніти	10^3-10^5
Діабази	10^4-10^5
Діорити	10^4-10^5
Мармур	10^4-10^8
Антрацит	$10^{-2}-10^2$
Магнетит	$10^{-4}-10^{-2}$

7. Сейсморозвідка. Апаратура, методика і техніка проведення сейсморозвідувальних робіт. Розрахунок пружних модулів за даними визначення швидкостей пружних хвиль. Типи хвиль в сейсморозвідці та їх годографи. (6 год.)
Структура лабораторної роботи

Теоретична частина:

1. Апаратура, методика і техніка проведення сейсморозвідувальних робіт.
2. Типи хвиль, що поділяються за коливанням частинок середовища.
3. Пружні модулі та визначення їх за даними швидкостей пружних хвиль.
4. Типи сейсмічних хвиль. Годографи хвиль.

Практична частина:

1. Розрахунок пружних модулів за даними сейсмічних хвиль.
2. Побудова годографів прямої, відбитої та заломленої хвиль.

Теоретична частина

Сейсмічна розвідка – це комплекс методів дослідження геологічної будови земної кори, які засновані на вивченні розповсюдження пружних хвиль, що збуджуються штучно (вибухами, ударами) чи землетрусом. Пружні хвилі, які виникають в результаті вибуху чи удару, розповсюджуються в гірських породах із різними швидкостями. На границі, яка розділяє гірські породи різного складу, пружні хвилі відбиваються, заломлюються і частково повертаються до поверхні Землі. Вивчаючи час і швидкості розповсюдження хвиль, їх амплітуду, форму сигналу і характер коливання ґрунту, на якому встановлені приймачі коливань (сеймоприймачі), можна визначити глибину залягання і форму границь в середовищі, кут їх падіння, напрямок простягання і ряд інших характеристик геологічного середовища.

Сеймоприймачі - це електромеханічні пристрої, в яких енергія коливань ґрунту перетворюється на електричну, на основі використання принципу інертної маси. Зараз застосовують цифрову реєстрацію сейсмічних коливань. Цифрові записи є більш точними, ніж аналогові. Тепер широко застосовуються багатоканальні сейсморозвідувальні станції з числом каналів 500-1000 або більше. За допомогою багатоканальної станції можна реєструвати сейсмічні коливання одночасно у великій кількості точок при одному акті збудження пружних коливань.

Сеймоприймачі розміщують на певній відстані один від одного (від 1 до 200 м), що залежить від методу, діапазону частот, умов робіт. З'єднуючи дроти сеймоприймачів звичайно зібрані у багатоканальний кабель – косу, які підключаються до станції через роз'єми. Для виконання сейсмічних спостережень поряд із сейсмічними станціями необхідне і інше обладнання: бурові станки, змотувальні машини, автоцистерни, вибух-пункти і вибухові машинки для проведення вибухових робіт із метою збудження сейсмічних

коливань. В останній час, для збудження пружних коливань досить широко застосовують так звані невибухові джерела ударного чи вібраційного типу.

Розрахунок пружних модулів за даними визначення швидкостей пружних хвиль

Результати сейсморозвідувальних досліджень пружних властивостей гірських порід широко використовуються при вирішенні задач структурної геології, при побудові речовинно-фізичних моделей геологічних об'єктів та процесів, а також при інженерно-геологічних вишукуваннях.

Здатність порід деформуватися, передавати з певною швидкістю і на певні відстані пружні коливання, а також поглинати і розсіювати енергію пружності характеризується низкою величин, певним чином пов'язаних з іншими їх характеристиками, а також температурою і тиском.

1. Швидкість поздовжніх хвиль, V_p м/с (км/с), – це швидкість пружних хвиль, які виникають внаслідок деформації розтяг-стиск в твердих тілах, рідинах та газах. Вона характеризується таким зв'язками з пружними модулями:

$$V_p = \sqrt{\frac{E \cdot (1 - \nu)}{\sigma \cdot (1 + \nu) \cdot (1 - 2\nu)}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2 \cdot G}{\sigma}} = \sqrt{\frac{K + 4/3 \cdot G}{\sigma}}.$$

Такі хвиля розповсюджуються в будь-яких середовищах. В рідинах і газах, які володіють пружністю об'єму, але не володіють пружністю форми, поздовжні хвилі можуть поширюватися тому, що в них коливання часток середовища відбуваються у напрямі її поширення. Швидкість V_p збільшується із збільшенням мінералізації води та тиску.

2. Швидкість поперечних хвиль, V_s , м/с (км/с), – це швидкість пружних хвиль, які виникають внаслідок деформації зсуву в твердих тілах

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\sigma \cdot 2 \cdot (1 + \nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\sigma}}.$$

3. Хвилі Лемба – це складні пружні хвилі, що розповсюджуються в пружному середовищі. Вони утворюються комбінацією стоячих та бігучих хвиль. Назва - від імені першовідкривача— Горация Лэмба (Horace Lamb).

Такі хвилі ще називають нормальними. Вони розповсюджуються тільки в пластах з потужністю, що співставима з довжиною хвилі.

Найменшою швидкістю пружних хвиль характеризуються породи, які збагачені легкими окислами кремнію, калію, натрію. Із зменшенням їх вмісту породи стають більш основними і більш пружними.

Мінімальні швидкості пружних хвиль характерні для мінеральних асоціацій, складених малопружними мінералами кислого складу (кварц, калієвий польовий шпат, альбіт, олігоклаз тощо), а максимальні - для мінеральних асоціацій, представлених високопружними мінералами основного складу (амфібол, піроксен, олівін, лабрадор тощо).

4. Модуль Юнга (модуль поздовжньої пружності), E , Па, характеризує спроможність тіл протидіяти деформації розтягу або стиску

$$E = \frac{\sigma \cdot V_S^2 \cdot (3 \cdot V_S^2 - 4 \cdot V_P^2)}{2 \cdot (V_P^2 - V_S^2)}$$

5. Коефіцієнт Пуассона (коефіцієнт поперечного стиснення), ν , б/р характеризує пропорційність між поперечним стиском та поздовжнім видовженням тіла при одновісному розтягу:

$$\nu = \frac{V_P^2 - 2 \cdot V_S^2}{2 \cdot (V_P^2 - V_S^2)}$$

6. Модуль зсуву (коефіцієнт Ляме μ), G , Па, характеризує здатність тіл протидіяти зміні форми при постійному об'ємі.

$$G = \sigma \cdot V_S^2 = \frac{E}{2 \cdot (1 + \nu)}$$

7. Модуль всебічного стиску, K , Па, (коефіцієнт Ляме ν), коефіцієнт стискуваності β , б/р, характеризує відносне зменшення об'єму кубу при його всебічному стиску

$$K = \frac{1}{\beta} = \sigma \cdot (V_P^2 - 4/3 \cdot V_S^2)$$

Типи хвиль та їх годографи.

Розповсюдження хвиль в сейсморозвідці спостерігають на земній поверхні вздовж заданої лінії профілів чи на деякій площині. При цьому визначають час прибуття хвилі в кожную точку площини – профілю і будують поверхні (графіки) часу прибуття хвилі в різні точки поверхні спостережень.

Початок координат при цьому звичайно співпадає з джерелом. Ця поверхня (графік) називається сейсмічним годографом.

Годограф будь-якої хвилі, побудований за спостереженнями у точках, які розташовані вздовж деякої прямої (профілю), називається лінійним.

Якщо при цьому джерело коливань розташоване на лінії спостережень, то годограф називається повздовжнім.

Якщо профіль не проходить через джерело, то годографи, розташовані на площині, дозволяють побудувати поверхневі годографи різних хвиль. Сукупність повздовжніх годографів прямої хвилі, отриманих вздовж ліній спостереження, які проходять через джерело і мають різні азимути, утворюючи конічну поверхню з вершиною в джерелі, називається *поверхневим годографом прямої хвилі*.

У сейсморозвідці досліджують прямі, відбиті і заломлені хвилі.

Розглянемо найпростіший випадок неоднорідності середовищ, коли є 1 плоска горизонтальна границя поділу, вище якої залягає середовище зі швидкістю V_1 і густиною σ_1 , а нижче зі швидкістю V_2 і густиною σ_2 . Причому, для спрощення, будемо вважати, що при вибуху виникає тільки повздовжня хвиля P . Вона поширюється в усі сторони і падає на границю розділу в різних її точках під різними кутами. Її називають падаючою чи прямою хвилею.

У сейсморозвідці велике значення мають прямі хвилі, які поширюються вздовж поверхні спостереження за коротшим шляхом від джерела до точок спостереження. Прямі хвилі використовуються для вивчення властивостей порід, які залягають на поверхні землі. Швидкість їх поширення залежить від типу хвилі, яка збуджується джерелом, і складом порід. Величини швидкостей визначаються нахилом годографу прямої хвилі.

Повздовжній годограф прямої хвилі є прямою лінією.

$$t = \frac{x}{V_1}$$

де x – точки спостереження; V_1 – швидкість у першому середовищі.

Це рівняння *лінійного годографу хвилі*, з якого слідує що,

$$V = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1} = \frac{\Delta x}{\Delta t}.$$

Таким чином, кут нахилу годографу цієї чи іншої хвилі, який визначається його похідною за даним напрямком (профілем), характеризує швидкість поширення цієї хвилі вздовж відповідного напрямку (профілю).

Хвиля частково проникає у друге середовище і поширюється в ньому як повздовжня хвиля, яка проходить, частково відбивається і повертається до поверхні у вигляді відбитих хвиль.

У всіх інших точках границі хвиля падає на неї під різними кутами і утворює вторинні відбиті, і заломлені (які проходять в друге середовище) хвилі. Якщо хвилі, які утворюються на границі, належать до того ж типу, що і падаюча хвиля (повздовжні *PP* і поперечні *SS*) то вони називаються *монотипними*, а якщо до різних типів – то *обмінними* (відповідно *PS* і *SP*).

При падінні на границю двох середовищ з різними пружними властивостями сейсмічні хвилі відбиваються. Відбиття сейсмічної хвилі на плоскій границі поділу двох середовищ з різними пружними властивостями підкоряється закону геометричної сейсміки, який називають *законом відбиття* (закон Снелліуса). При цьому синуси кутів падіння і заломлення також пов'язані між собою законом Снелліуса:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_1}{V_2},$$

де α - кут падіння хвилі на границю поділу, β - кут заломлення.

Розглянемо годографи різних хвиль.

Рівняння лінійного годографу *відбитих хвиль* у випадку горизонтальної границі має вигляд:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{4h^2 + x^2},$$

де h - глибина залягання границі.

Годограф має форму гіперболи, вісь симетрії якої співпадає з віссю часу t .

Асимптоти гіперболи є лінії годографу прямої хвилі (Γ_3), причому, чим глибше залягання відбиваючої границі, тим менша кривизна годографу.

Рівняння лінійного годографу відбитої хвилі від похилої границі має вигляд:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4h^2 \pm 4hx \sin \varphi},$$

де φ - кут нахилу границі, знак $+$ береться по падінню шару, знак $-$ береться по підйому границі.

У випадку похилої відбиваючої границі форма годографу не змінюється, але мінімум гіперболи зміщується у бік підйому границі на величину x_0 , яка залежить від глибини залягання границі по нормалі і кута її падіння φ .

З рівняння годографу знаходять його характерні точки: час відбиття хвилі по нормалі від границі (при $x=0$) і координати мінімуму годографа.

$$t_0 = \frac{2h}{V_1}, \quad x_{min} = x_0 = 2h \sin \varphi; \quad t_{min} = \frac{2h \cos \varphi}{V_1}$$

Заломлені. При куті падіння $\alpha = i$, який називається критичним, чи кутом повного внутрішнього відбиття, кут заломлення β стає рівним 90° . При цьому виконується умова повного внутрішнього відбиття:

$$\text{з } \frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_1}{V_2} \text{ слідує } \sin i = \frac{V_1}{V_2},$$

а хвиля ковзає вздовж границі поділу зі швидкістю $V_2 = V_2$. Звідси випливає положення, що ковзаюча хвиля може утворюватися тільки при $V_2 > V_1$, тобто, коли на заломлюючому шарі більшої потужності залягає шар порід із меншою швидкістю поширення пружних хвиль. Утворюючись в критичній точці, ковзаюча хвиля поширюється вздовж заломлюючої.

Годограф заломленої хвилі від плоскої границі поділу має вигляд прямої. Тому що всі заломлені промені виходять на поверхню під однаковим кутом i .

Рівняння годографу заломленої хвилі для горизонтальної границі ($\varphi = 0$) має вигляд:

$$t = \frac{2h}{V_1} \cos i + \frac{x}{V_k}.$$

Біля джерела заломлені хвилі відсутні, оскільки пряма хвиля падає на границю другого середовища під кутом меншим за критичний. У зв'язку з цим утворюється так звана "мертва зона" (AA'). Вона буде тим більша, чим більша глибина залягання границі поділу h і чим більший критичний кут i :

$$AA' = 2x_{\text{ноч}} = 2htgi.$$

У випадку похилої границі рівняння годографу заломленої хвилі має вигляд:

$$t = \frac{2h}{V_1} \cos i + \frac{x}{V_1} \sin(i \pm \varphi),$$

Знак $-$ береться для годографу у випадку підйому границі, $+$ - при падінні.

Для похилої заломлюючої границі гілки годографа мають різний нахил. Гілка, яка спрямована у бік падіння границі більш крута, а спрямована у бік підйому – більш полого. Що стосується віддалі до початкової точки ("мертвої зони"), то при похилій границі вона визначається виразом:

$$x_{\text{ноч}} = \frac{2h \sin i}{\cos(i \pm \varphi)}.$$

Якщо в розрізі не одна, а багато границь поділу, що характерно для товщ осадових порід, то від кожної з них можливо отримати годографи відбитої і заломленої хвилі. Сукупність годографів різних хвиль, отриманих при одному положенні джерела, називають серією годографів. Крім того, в

багат шарових середовищах утворюються багатократні відбиті і багатократно відбито-заломлені, і заломлено-відбиті та рефраговані хвилі, які відносять до завад. Всі розглянуті вище хвилі можуть бути, як повздовжніми, так і поперечними, а у низці випадків, і обмінним.

Одночасно з корисними хвилями реєструються численні (в залежності від структури і властивостей середовища) хвилі-завади з різними амплітудами, а також випадкові коливання (шуми).

Корисними вважаються хвилі, що відповідають границям, які визначаються у середовищі і можуть бути використані для вивчення геологічної будови. В деяких випадках сейсмічні хвилі утворюються поверхнями розломів. Корисні хвилі, які чітко спостерігаються на значних інтервалах профілів, називаються опорними чи маркуючими, а границі шарів, на яких вони виникають – опорними горизонтами.

Знання швидкостей поширення сейсмічних хвиль у гірських породах необхідне для інтерпретації сейсмічних даних (побудова границь, розрізів, структурних карт тощо). Крім того, вважається, що відбиваючі і заломлюючі границі співпадають з геологічними границями. Це дозволяє використовувати дані сейсморозвідки для розв'язування стратиграфічних задач і виконання структурних побудов.

Одним із завдань сейсморозвідки є вирішення задач

- структурної та нафтогазової геології (знаходження і вивчення різних форм складчастості, розломів, кутових неузгоджень, взаємовідношень різних структур, виявлення тріщинуватих зон, прогнозування геологічного розрізу, а також корисних копалин тощо);
- регіональної геології (районування великих територій, виявлення і вивчення поведінки поверхні фундаменту кристалічних порід і т. інш.);
- в інженерній геології (оцінювання глибини залягання корінних порід, вивчення гіпсометрії їх поверхні, виявлення обводнених і тріщинуватих зон тощо).

Завдання:

1. Розрахувати пружні модулі геологічних порід за даними швидкостей пружних хвиль.

Необхідні дані отримати з таблиць 7.1-7.3.

Побудувати результуючі таблиці.

Зробити висновки.

2. Розрахувати та побудувати годографи прямих, відбитих та заломлених хвиль для горизонтальної границі. Використати для побудов редактор Microsoft Office Excel та таблицю 7.4.

Прийняти: спостереження проводилися через 50 м, максимальна відстань від джерела - 2000 м (х змінюється через 50 м на відстані ± 2000 м).

Швидкості сейсмогеологічних горизонтів та глибина залягання границі наведені в табл. 6.2

Самостійна робота Підготувати реферат (4-5 стор.) на тему: «Апаратура для сейсмозвідувальних досліджень»

Таблиця 7.1 – Середні значення швидкостей поширення пружних хвиль в недеформованих відмінах магматичних порід ($f=0,33$ МГц, за [7])

Порода	V_p , км/с	V_s , км/с	σ , г/см ³
Граніт лейкократовий	5,35	2,85	2,61
Граніт біотитовий і біотит-амфіболовий	5,6	3,2	2,62
Гранітогнейс	5,65	2,8	2,65
Гранодіорит	5,95	3,35	2,67
Кварцовий діорит	6,1	3,5	2,7
Діорит, діоритогнейс	6,2	3,55	2,8
Анортозит	6	3,44	2,73
Габро	6,4	3,65	2,94
Габро-норит, олівіновий норит	7,25	4,1	3,07
Метагабро, метагабро-норит	6,6	3,8	2,96
Діабаз	6,4	3,65	3,02
Гіпербазит	8,2	4,6	3,31
Серпентеніт	5,3	3,79	2,6
Перидотит	8,2	4,6	3,41
Перидотит амфіболітизований	7,45	4,15	3,1
Сієніт і нефеліновий сієніт	6,15	3,25	2,66
Йоїлит	6,05	3,45	2,8
Ліпарит	5	3	2,35
Базальт	5,5	2,95	2,81
Андезитобазальт	5,05	2,9	2,71
Обсидіан	5,8	3,45	2,33

Таблиця 7.2 – Середні значення швидкостей поширення пружних хвиль в недеформованих відмінах метаморфічних порід ($f=0,33$ МГц)

Порода	V_p , км/с	V_s , км/с	σ , г/см ³
Гнейс біотитовий	5,8	3,05	2620
Гнейс біотит-амфіболовий	5,85	3,3	2800
Амфіболіт польовошпатовий	6,2	3,6	2970
Амфіболіт	6,8	4,2	3090
Гнейс високо-глиноземистий	5,75	3,2	2780
Кальцифір	5,85	3,5	2670
Плагіочарнокіт	5,8	3,1	2830
Ендербіт	6,2	3,5	2810
Кристалосланець двопіроксеновий	7	4,3	3020
Еклогіт	7,15	4,2	3350
Грануліт плагіоклазовий	5,8	3,1	2,83
Грануліт гіперстеновий	6,2	3,5	2,81
Грануліт основного складу	7	4,3	3,02

Таблиця 7.3 – Діапазони зміни швидкості поширення поздовжніх хвиль (в км/с) в осадових породах ($f=0,33$ МГц).

Порода	V_p , км/с	V_s , км/с	σ , г/см ³
Алевроліт	3,5	2,64	1,33
Ангідрид	4,14	2,86	1,45
Аргіліт	2,7	1,93	2,35
Брекчія	3,53	2,52	1,40
Глина	2,7	2,5	1,08
Гравеліт	3,6	2,57	1,35
Гіпс	2,4	1,71	2,48
Доломіт	3,4	2,00	2,60
Вапняк	4,8	2,91	2,68
Крейда	1,9	1,36	2,00
Мергель	3,8	2,38	2,62
Суглинок	1,3	0,93	1,50
Конгломерат	3,5	2,50	1,20
Пісок	0,9	0,54	1,30
Пісковик	3,8	2,29	2,63
Кам'яна сіль	5	3,57	2,16

Таблиця 7.4 Варіанти для виконання лабораторної роботи

Варіант	V_1 (м/с)	V_2 (м/с)	H (м)	Варіант	V_1 (м/с)	V_2 (м/с)	H (м)
1	1300	1800	400	26	1100	1200	400
2	1200	1700	500	27	1200	1500	300
3	1100	1800	600	28	1000	1900	500
4	1300	1900	500	29	1200	2000	300
5	1200	2000	300	30	1100	1900	400
6	1100	1900	400	31	1000	2000	300
7	1000	2000	300	32	1000	2000	500
8	1300	2000	500	33	1200	1600	400
9	1100	1600	400	34	1100	1600	450
10	1200	1500	450	35	1000	1500	200
11	1000	1300	200	36	1200	1900	300
12	1200	1500	300	37	1300	1500	300
13	1300	1500	400	38	1100	1200	400
14	1200	1200	500	39	1200	1500	300
15	1100	1500	600	40	1000	1900	500
16	1300	1900	500	41	1200	2000	300
17	1200	2000	300	42	1100	1900	400
18	1100	1900	400	43	1000	2000	300
19	1000	2000	300	44	1000	2000	500
20	1300	2000	500	45	1200	1600	400
21	1100	1600	400	46	1100	1600	450
22	1200	1600	450	47	1000	1500	200
23	1000	1500	200	48	1200	1900	300
24	1200	1900	300	49	1100	1500	500
25	1300	1500	300	50	900	1100	200

8. Ядерно-фізичні методи та радіометрична апаратура. Вимірювання радіоактивності в лабораторних умовах (4 год.)

1. Ядерно-фізичні методи дослідження гірських порід.

2. Апаратура для вимірювання радіоактивності в польових та лабораторних умовах.

3. Проведення досліджень зразків та проб порід на визначення інтенсивності γ та β -випромінювання.

У залежності від вимірювальної фізичної величини польова реєструюча апаратура може бути поділена на такі типи:

- радіометри – прилади, які вимірюють інтенсивність, щільність потоку і потужність радіоактивного випромінювання,
- спектрометри чи радіометри-аналізатори, які реєструють спектри гамма-випромінювання;
- еманометри – прилади для вимірювання концентрації радіоактивних еманцій.

Зйомку поділяють на оглядово-рекогносційну, дрібномасштабну, середньомасштабну, крупномасштабну і детальну.

Серед всього різноманіття польових радіометричних методів виділяють наступні основні різновиди:

- еманційний;
- радіогідрогеологічний;
- уранометричний;
- радіобіохімічний;
- гамма-методи;
- метод підземної реєстрації космічних випромінювань.

Еманційна зйомка

Пошуки радіоактивних руд методом еманційної зйомки засновані на дослідженнях розподілу радіоактивних еманцій в рихлих відкладах шляхом відбору і аналізу проб підгрунтового повітря. Крім пошукових цілей еманційна зйомка успішно застосовується для виявлення і простеження зон тектонічних порушень, контактів порід, зон дроблення тощо.

У залежності від глибини відбору проб розрізняють два види еманційних зйомок:

а) звичайна еманційна зйомка з відбором проб з бурок глибиною $0,8 \div 1$ м, які проходять вручну або з застосуванням механічних засобів;

б) глибинна еманційна зйомка з відбором проб із шпурів глибиною від 1,5 до 10 м і більше, які проходять за допомогою самохідних бурових установок (автокрани, вібробури, СУГП-10 та інші).

Однак за рахунок зон, які добре проводять радон, вона може досягати десятків метрів. Радонова зйомка використовується також для вивчення радіоактивного забруднення.

Радіогідрогеологічні методи.

Сутність їх складається у відборі на досліджуваній території проб поверхневих, ґрунтових або підземних вод, визначення в них вмісту радіоактивних елементів, виділенні аномальних концентрацій. Всі природні води вміщують, в тих чи інших кількостях, радіоактивні елементи. Надходження останніх у водні розчини зобов'язано розчиненню та вилуговуванню цих елементів з гірських порід та руд при просочуванні вод.

Уранометрична зйомка.

Задачею зйомки є пошуки ореолів та потоків розсіювання уранових родовищ в гірських породах, водах, попелу рослин. Уранометрична зйомка заснована на прямій індикації урану в пробах і використовується в комплексі з β - та γ -польовими та лабораторними методами.

У залежності від характеру об'єкту вивчення та цілей робіт використовуються три різновиди методу:

- 1) метод донних опадів – пошуки потоків розсіювання урану в алювіальних та пролювіальних відкладах постійних та тимчасових потоків;
- 2) пошуки вторинних ореолів розсіювання в елювіально-делювіальних відкладах;
- 3) виявлення первинних ореолів урану в корінних породах

Радіобіогехімічні пошуки.

Їх сутність полягає в знаходженні аномалії вмісту урану в попелі рослин, шляхом їх систематичного опробовування і аналізу. Теоретичною основою методу є залежність хімічного та видового складу рослин від хімічного складу ґрунтів та гірських порід.

У теперішній час існує декілька біогеохімічних методів:

- 1) геоботанічний;
- 2) метод індикаторних рослин;
- 3) морфометричний;
- 4) власне біогеохімічний;
- 5) ґрунтово-металометричний або уранометричний.

Метод підземної реєстрації космічних випромінювань

До підземних методів вивчення природної радіоактивності, крім гамма-методів, можна віднести метод підземної реєстрації космічних випромінювань мюонів (ПРКІ), або геокосмічний метод. Він заснований на вивченні жорсткої (мю-мезонової або мюонової) компоненти космічного випромінювання в гірських виробках і свердловинах.

Для вимірювання потоку мюонів в гірських виробках використовують геокосмічні телескопи. Вони являють собою набори касет (4 штуки), в

кожній з яких змонтовано до десяти газорозрядних лічильників. Після введення поправок за рельєф земної поверхні для кожної точки розраховують інтенсивність потоку мюонів в одиницю часу. За допомогою спеціальних градувальних кривих графіки уздовж профілів спостережень перераховують в глибини водного еквівалента. Якщо відомі (за даними маркшейдерської прив'язки) істинні глибини розташування пунктів спостереження, то можна визначити середню густину порід між земною поверхнею і точкою спостереження.

Гамма-радіометричні методи

Суттєвою особливістю цих методів є проведення дистанційних досліджень у зв'язку зі значною проникаючою здатністю γ -випромінювання. Основними різновидами цих методів є:

- аерогаммадіометричний метод;

Для робіт використовують комплексні аерогеофізичні станції, в яких є аерогамма-спектрометр для вимірювання інтенсивності випромінювання різних енергій (зазвичай з урану, торію, калію-40).

Методика аерогамма-зйомки зводиться до безперервної реєстрації природного гамма-випромінювання різних енергій на висоті h . Для врахування висоти польоту за допомогою спеціальних поправочних коефіцієнтів $I_{\gamma h}$ перераховують на рівень земної поверхні I_{γ} .

У результаті аерогамма-спектрометричної зйомки розраховують аномалії різних енергій, що дозволяють виділити уранову, торієву і калієву складові радіоактивного поля. Далі будують карти графіків, а інколи карти ΔI_{γ} .

- автомобільна γ -зйомка;

Роботи проводять за допомогою автогамма-спектрометрів (АГС-3, АГС-4). Чутливість автогамма-зйомки значно вище, ніж у аерогамма-зйомки, завдяки наближенню станції до об'єкта дослідження. З її допомогою проводять як деталізацію аерогамма-аномалій, так і їх первинний пошук.

- пішохідна γ -зйомка;

Її проводять за допомогою польових радіометрів і спектрометрів (СРП-68, СР-88). Так як в середньому глибинність пішохідної гамма-зйомки не перевищує 1 м, для підвищення глибинності вивчення перспективних на радіоактивні руди ділянок проводять глибинну гамма-зйомку, при якій гамма-випромінювання порід визначають в шпурах (бурках) глибиною до 1 м, а іноді в свердловинах глибиною до 25 м.

- методи радіометричного опробування і гамма-каротаж.

Для оцінки вмісту в зразках і стінках гірничих виробок урану, радію, торію та інших радіоактивних елементів найчастіше вивчають порошкоподібні проби з стовчених зразків порід. Бета-і гамма-активність

однакових об'ємів проби і еталона (наприклад, уранова руда слаборадієва) вимірюють з допомогою будь-якого радіометра. Порівнюючи інтенсивність випромінювань за приладами і знаючи вміст радіоактивного елемента в еталоні, можна оцінити еквівалентний вміст цих елементів у пробі гірських порід. Роздільний вміст в зразках порід урану, торію, калію може бути визначено за допомогою гамма-спектрометричного аналізу.

Прилади, що використовуються при виконанні лабораторної роботи

Сцинтиляційний радіометр польовий СРП-68

СРП-68 представляє собою вимірювач потоку і потужності експозиційної дози гамма-випромінювання.

Принцип роботи приладу заснований на перетворенні фізичної інформації в електричні сигнали з подальшим вимірюванням їх параметрів. Функцію перетворювача виконує сцинтиляційний детектор, який складається з кристала *NaI (Tl)* в якості сцинтилятора і фотоелектронного помножувача в якості перетворювача світлових величин в електричні.

Аналогові імпульсні сигнали, що знімаються з фотоелектронного помножувача, після посилення відокремлюються від шумів і перетворюються в послідовність логічних сигналів, середня частота повторення яких пропорційна фізичній величині, яка вимірюється. Ця послідовність надходить на інтегруючий лінійний вимірювач середньої швидкості підрахунку, покази якого виводяться на стрілочний прилад. Шкала стрілочного приладу відградуирована в одиницях потоку і потужності експозиційної дози гамма-випромінювання.

Конструктивно прилад оформлений у вигляді двох блоків – блоку детектування і вимірювального пульта, які поєднані кабелем.

Радіометр бета-випромінювання «Бета»

В якості детектора іонізуючого випромінювання бета-активних радіонуклідів в блоці детектора радіометра використовують газорозрядний лічильник. При появі в робочому об'ємі лічильника іонізуючих частинок в ньому з'являється електричний розряд, в результаті чого на виході лічильника з'являються імпульси, кількість яких знаходиться в пропорційній залежності від величини радіаційного ефекту. Кількість імпульсів за допомогою електричної схеми блоку індикатору підраховується і відображається на цифровому індикаторі.

Завдання:

1. Провести вимірювання експозиційної дози гамма-випромінювання зразків порід за допомогою приладу СРП-68.
2. Провести вимірювання β -радіоактивності проб порід за допомогою приладу «Бета».

3. Розрахувати аномальну інтенсивність випромінювань (ΔJ_γ та ΔJ_β) за формулами:

$$\Delta J_\gamma = J_\gamma^{\text{породи}} - J_\gamma^{\text{фона}},$$

$$\Delta J_\beta = (J_\beta^{10} - J_{\beta \text{ фон}}^{10})/10$$

де J_β^{10} - інтенсивність β -випромінювання проби за 10 секунд;

$J_{\beta \text{ фон}}^{10}$ - інтенсивність β -випромінювання фона за 10 секунд.

4. Результати вимірювань занести в таблицю (табл. 8.1 та 8.2).

Таблиця 8.1 Результати вимірювань сцинтіляційним польовим радіометром СРП-68

Назва зразка породи	Інтенсивність γ - випромінювання , J_γ , мкр/год	Аномальна інтенсивність γ -випромінювання , ΔJ_γ , мкр/год

Таблиця 8.2. Результати вимірювань β -випромінювання радіометром «Бета»

Назва проби породи	Інтенсивність β - випромінювання за 10 с, J_β^{10} , імп/10 с	Аномальна інтенсивність β - випромінювання за 10 с, ΔJ_β^{10} , імп/10 с	Аномальна інтенсивність β - випромінювання, ΔJ_β , імп/с

Самостійна робота Підготувати реферат (4-5 стор.) на тему: «Основні польові радіометричні методи».

**9. Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин.
Апаратура для проведення геофізичних досліджень в свердловинах.
Системи інтерпретації даних ГДС. Основи кількісної інтерпретації
даних ГДС (2 год.)**

Теоретична частина

1. **Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин.**
2. **Апаратура для проведення геофізичних досліджень в свердловинах.**
3. Основи кількісної інтерпретації даних ГДС за допомогою сучасних систем інтерпретації даних ГДС.
4. **Системи інтерпретації даних ГДС.**

Практична частина

Визначення пористості за даними різних методів ГДС

1. Зняття відліків з кривих ГДС.
2. Визначення літології та пористості за різними методами ГДС.

Теоретична частина

**Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин.
Апаратура для проведення геофізичних досліджень в свердловинах.
Структура ГДС.**

Методи геофізичних досліджень свердловин:

геофізичні дослідження нафтогазових свердловин – промислова геофізика, геофізичні дослідження вугільних свердловин, геофізичні дослідження рудних свердловин, геофізичні дослідження інженерних та гідрогеологічних свердловин.

Останнім часом стрімкого розвитку набуває напрямок, що об'єднує методи вивчення геологічного розрізу, розкритого свердловиною, із наземними методами досліджень – свердловинна геофізика.

На відміну від методів ГДС, що вивчають лише навколосвердловинний простір (перші метри у радіальному напрямку від вісі свердловини), свердловинна геофізика дозволяє дослідити міжсвердловинне середовище (вертикальне сейсмічне профілювання, міжсвердловинне прозвучування та ін.). Сучасні досягнення в галузі космічної техніки зробили можливим використання дистанційних зондувань Землі з борту космічних апаратів для вирішення задач як фізики Землі в цілому, так і для вирішення задач прикладної геофізики.

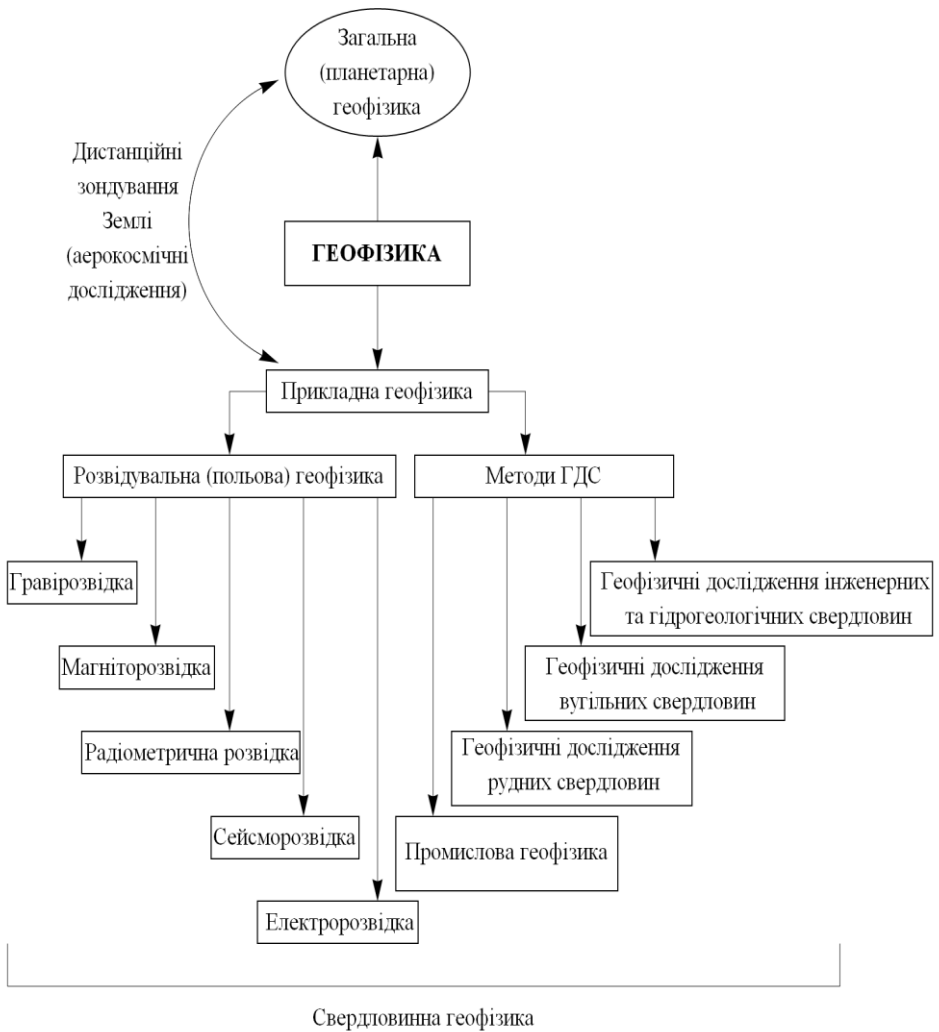


Рис. 9.1.

В залежності від кола задач, що розв'язуються, в геофізичних дослідженнях у свердловинах можна виділити наступні напрямки:

- вивчення геологічного розрізу;
- вивчення технічного стану свердловин;
- відбір зразків порід та пластових флюїдів, прострілючно-вибухові роботи у свердловинах;

- моніторинг за розробкою родовищ корисних копалин.

Процес буріння полягає у розкритті (розбурюванні) гірських порід буровим інструментом (різних типів буровими долотами). При цьому частинки розбуреної гірської породи видаляються з вибою на поверхню за допомогою бурового розчину (промивальної рідини), що безперервно циркулює в свердловині під час буріння. Буровий розчин подається за допомогою насосів з поверхні в колону бурильних труб, потрапляє на вибій крізь отвори у долоті (промиваючи його при цьому), підхоплює уламки гірських порід (шлам) та повертається на поверхню із зовнішньої сторони колони бурильних труб. Напрямки руху бурового розчину позначені на рис.2 стрілками.

В якості промивальної рідини при бурінні використовують воду, глинисті та глинисто-вапнякові розчини, розчини на нафтовій основі, емульсійні та інші розчини. Найбільш широкого застосування набули глинисті розчини. Необхідно підкреслити, що від фізико-хімічних властивостей промивальної рідини залежить ефективність методів геофізичних досліджень свердловин (ГДС).

Після закінчення буріння та проведення ГДС у відкритому стовбурі свердловину укріплюють обсадними металевими колонами. Простір між обсадною колоною та стінками свердловини заповнюється цементним розчином для закріплення свердловини та усунення штучного гідродинамічного зв'язку між окремими пластами.

Гірські породи мають різні механічні властивості. Щільні зцементовані породи при розбурюванні в околі стінок свердловини не руйнуються (пісковики, вапняки, доломіти, магматичні породи), і діаметр свердловини напроти таких порід дорівнює номінальному діаметру долота ($d_c \approx d_n$); глинисті породи, солі, навіпаки, розмиваються промивальною рідиною, внаслідок чого утворюються каверни, тобто збільшення діаметру свердловини ($d_c > d_n$).

В розрізах нафтогазових свердловин найбільший інтерес викликають пористі проникні пласти (пласти-колектори), що здатні пропускати крізь себе рідину (воду, нафту, газ, конденсат) при певних перепадах тиску. Розкриття порід під час буріння відбувається, зазвичай, при переважанні тиску в свердловині над тиском у пласті-колекторі, тому в пористі породи проникає промивальна рідина. При цьому, оскільки пори порід-колекторів зазвичай мають невеликі радіуси (від одиниць до сотень мікрометрів), то в такі породи потрапляє тільки фільтрат промивальної рідини, а глинисті частинки осаджуються на стінках свердловини, утворюючи навпроти проникних пластів глинисту кірку, товщина якої $h_{ек}$ може сягати 3 см, що

обумовлює зменшення діаметру свердловини ($d_c < d_n$).

Частина проникного пласта, в яку потрапив фільтрат промивальної рідини, називається зоною проникнення. Тут фільтрат змішаний з пластовою рідиною, і питомий електричний опір $\rho_{зп}$ цієї зони змінюється в радіальному напрямку (перпендикулярно до вісі свердловини). Із збільшенням відстані від стінки свердловини об'єм фільтрату в одиниці об'єму породи поступово зменшується і опір зони проникнення $\rho_{зп}$ досягає значення опору незміненої частини пласта ρ_p . Умовно зоною проникнення вважають концентричний шар з ефективним діаметром $D_{зп}$ та постійним опором $\rho_{зп}$. Поняття ефективного діаметру зони проникнення з постійним опором вводиться для апроксимації реального неоднорідного середовища і приймається з таким розрахунком, що його вплив на результати вимірів опору в неоднорідному середовищі (зоні проникнення) є еквівалентним фактичному діаметру зони проникнення. Найбільш змінена частина пласта поблизу стінки свердловини називається промитою зоною (промитим пластом). В цій частині пласта фільтрат промивальної рідини практично повністю витісняє природні флюїди, що насичують пласт.

Перераховані вище чинники визначають конструктивні особливості свердловинної апаратури в цілому та її окремих частин. Умови експлуатації свердловинного приладу значно відрізняються від умов експлуатації наземних приладів і характеризуються (за П. А. Зельцманом) наступним.

1. Свердловинний прилад опускають в свердловини відносно малого діаметру, але значної глибини. Найчастіше за все прилад спускається під дією власної ваги. Частину геофізичних досліджень проводять у відкритому стовбурі, оскільки наявність обсадних труб спотворює або екранує вимірювані фізичні параметри порід. Деякі виміри виконують в обсаджений свердловині. Отже, свердловинний прилад повинен спускатися як в обсажену, так і в не обсажену свердловину.

Відповідно формі стовбура свердловини свердловинним приладам найчастіше надають циліндричну форму або форму з циліндричною симетрією. Буровий розчин, нерівності й каверни в стінках свердловини, а також викривлення стовбура створюють перепони для вільного проходження приладу. У зв'язку із цим необхідно вибрати такі розміри і форму свердловинного прилада, які дозволили б йому легко долати ці перепони.

Діаметр свердловинного приладу повинен забезпечити мінімально необхідний зазор між приладом і стінкою свердловини. У промисловій геофізиці встановлені наступні діаметри свердловинних приладів: 28, 36, 40, 48, 60, 70, 90 і 100 мм.

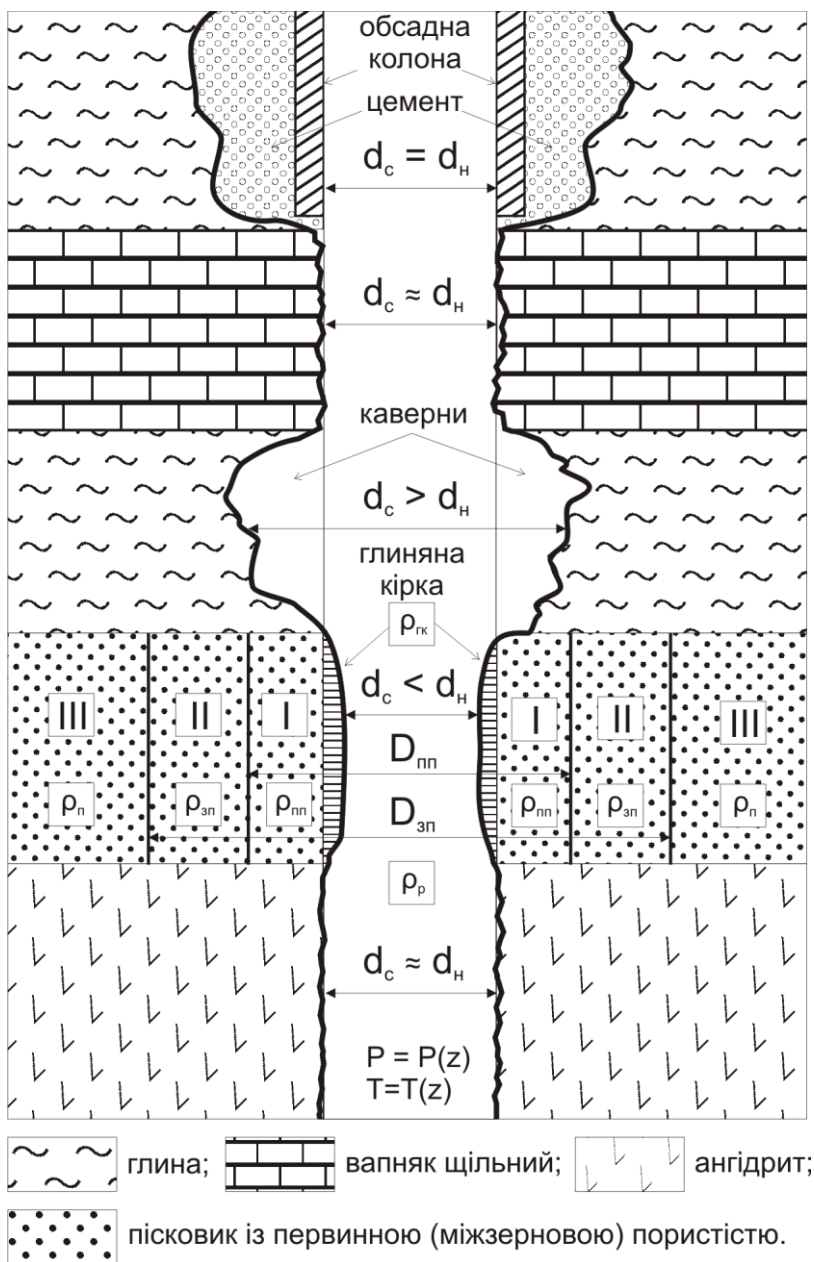


Рис. 8.2. Модель свердловини, якою розкритий осадовий розріз.

При виконанні геофізичних досліджень на свердловинах діаметр свердловинних приладів вибирають із умови, що він не повинен менше ніж на 20 мм відрізнятись від номінального діаметру свердловини. Довжина приладу визначається головним чином розмірами розташованих у ньому елементів і механізмів, а також зручністю транспортування. Проте вона не повинна бути меншою певної величини, щоб уникнути застрягнення приладу в свердловині при можливих перекосах під час спускання.

Вільний спуск приладу в свердловину ускладнює в'язкість бурового розчину та його виштовхуючі дії, яка стає вельми відчутною при значній питомій вазі розчину і у тих випадках, коли питома вага розчину є близькою або більше середньої питомої ваги каротажного кабелю (це має місце при роботі із трижильним неброньованим кабелем, питома вага котрого складає біля 1.5 г/см^3). При цьому до приладу необхідно підвісити вантаж значної ваги. Тому в глибоких свердловинах, що буряться на важкому буровому розчині, геофізичні виміри проводять на одножильному броньованому кабелі, середня питома вага котрого складає біля 4.5 г/см^3 .

Отже, конструкція свердловинного приладу, його форма і розміри повинні забезпечити гарну прохідність у свердловинах на потрібну глибину в ускладнених умовах.

2. Буровий розчин створює гідростатичний тиск, котрому піддається прилад, занурений у свердловину. Можна приблизно вважати, що на кожні 10 м занурення приладу питомий тиск, що діє на прилад, збільшується на величину, яка чисельно дорівнює густині бурового розчину. Більша частина нафтових і газових свердловин досягає глибини 3000 м, а максимальна питома вага розчину в них – $1.5\text{--}2 \text{ г/см}^3$. В залежності від цільового призначення свердловин встановлені наступні максимальні значення гідростатичного тиску, за якого повинні працювати свердловинні прилади: 200, 600, 1000 й більше за 1000 кг/см^2 .

Максимально припустимий тиск є найбільш характерним експлуатаційним параметром свердловинного приладу. Наявністю зовнішнього тиску обумовлена необхідність забезпечити його міцність (недеформованість) і герметичність.

3. По мірі занурення приладу у свердловину температура зовнішнього середовища змінюється доволі суттєво і зазвичай протягом незначного проміжку часу. Якщо на поверхні землі прилад працює при температурі $-40 \div +50 \text{ }^\circ\text{C}$, то у верхній частині розрізу він потрапляє в інтервал з температурою $+2 \div +15 \text{ }^\circ\text{C}$, тобто піддається достатньо швидкому розігріву або охолодженню, а потім, під час занурення, знаходиться в режимі неперервного росту температури (при одночасному збільшенню тиску).

Максимальна температура середовища залежить від геологічних умов і глибини свердловини. У більшості нафтогазоносних провінцій середній

геотермічний градієнт не перевищує $3-4\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{ м}$, що при глибині свердловини біля 3000 м дає температуру на вибої біля $100-120\text{ }^{\circ}\text{C}$. В глибоких і надглибоких свердловинах температура на вибою може досягати $200-250\text{ }^{\circ}\text{C}$. Встановлені наступні максимальні значення температур, за яких повинні працювати свердловинні прилади: 50, 120, 200 і більше $200\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Таким чином, свердловинним приладам доводиться працювати у доволі жорсткому температурному режимі. Тому повинна бути забезпеченою термостійкість приладів, тобто їхня працездатність у всьому діапазоні температур. У тому ж самому діапазоні потрібно забезпечити їхню термостабільність – збереження величини похибки вимірів у припустимих межах.

4. Буровий розчин, в котрому знаходиться свердловинний прилад в процесі роботи, являється більш-менш агресивним середовищем, що впливає на матеріали, з яких виготовлений прилад. Тут можуть мати місце корозія металів, електролітичні процеси на струмопровідних елементах, а в ряді випадків – дія хімічно агресивних компонент бурового розчину.

5. В процесі вимірів свердловинний прилад зазнає значних механічних впливів. Він також піддається трясці під час транспортування, яке із врахуванням специфіки геологорозвідувальних робіт може здійснюватися по шлаках будь-якого класу і, часто, повному бездоріжжю. При опусканні та підніманні приладу у свердловині можливі удари о стінку свердловини та її нерівності, зриви на глибину в декілька метрів та інші ударні впливи.

Слід зазначити, що вплив усіх цих факторів на прилад посилюється одночасною дією температури, оскільки внаслідок різних температурних коефіцієнтів розширення різних елементів конструкції нагрівання та ударні впливи призводять до послаблення різьбових та інших з'єднань. Крім того, поверхні приладів і зондів із-за наявності викривлення свердловини піддаються зносу в результаті тертя об її стінки, що часто складені гірськими породами із сильно абразивними властивостями. Зі сказаного випливає, що конструкція свердловинного приладу повинна володіти ударною міцністю, вібростійкістю та зносостійкістю. Для більшості свердловинних приладів ударне навантаження досягає величини 15 g, а вібростійкість повинна бути забезпеченою в межах до 30 Гц при амплітуді 1.2 мм. Зносостійкість визначається ступінню зносу за деякий час і залежить від механічних властивостей матеріалів. Її слід враховувати при з'ясуванні строку служби відповідних елементів свердловинного приладу.

Специфічні умови експлуатації свердловинної апаратури полягають у тому, що в процесі вимірів свердловинні і наземні прилади знаходяться один від одного на значній відстані. Внаслідок цього операції, що виконуються за допомогою цієї апаратури, являють собою телеметричні (дистанційні) виміри. Наявність доволі протяжної лінії зв'язку, котрою

являється каротажний кабель при великих глибинах досліджень, накладає на телевимірювальну систему свердловинної апаратури доволі жорсткі вимоги, необхідні для досягнення потрібного діапазону і точності вимірів.

Умови вимірювань впливають на результати ГДС і тому обов'язково мають бути враховані при обробці та інтерпретації отриманих даних.

Означені задачі вирішуються за допомогою методів досліджень та спеціальних робіт у свердловинах.

Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин (ГМДС).

Класифікація методів ГДС може бути виконана по виду досліджуваних фізичних полів. У зв'язку з цим їх поділяють на: електричні, електромагнітні, ядерно-фізичні, сейсмоакустичні, гравітаційні, магнітні, термічні, геохімічні та деякі інші, а також за їх природою (штучні та природні поля).

На сучасний момент створено понад п'ятдесят методів і модифікацій. Подібне різноманіття пояснюється рядом факторів. Перший з них пов'язаний зі специфікою обернених задач, що вимагає комплексування великої кількості методів. Другий - з відмінностями в умовах застосування: ГДС застосовують в осадових, метаморфічних, магматичних породах, в свердловинах обсаджених і необсаджених, сухих, заповнених водними розчинами солей і непровідними промивальним рідинами. Третій чинник, що обумовлює різноманіття методів ГДС - велика кількість розв'язуваних ними завдань геологічного, технологічного, інженерно-гідрогеологічного характеру.

Таким чином ГМДС прийнято класифікувати:

I. Електричні, електрохімічні та електромагнітні методи.

1. Методи електрохімічних полів.

1.1. Метод самочинної (природної) поляризації (СП) та його модифікації: метод градієнта СП, метод електродних потенціалів (МЕП), метод гальванічних пар (МГП).

1.2. Метод викликаної поляризації (ВП).

2. Методи, що базуються на вивченні питомого електричного опору (ρ_n) гірських порід.

2.1. Методи позірного опору (ПО):

- метод вимірювання позірного опору (ρ_{no}) стандартним зондом – стандартний каротаж;
- бокове електричне зондування (БЕЗ);
- мікрозондування (МЗ);
- резистивіметрія.

2.2. Методи опору екранованого заземлення (ОЕЗ) і реєстрації струму:

- боковий каротаж (БК);
 - боковий мікрокаротаж (БМК);
 - методи реєстрації струму.
3. Електромагнітні та магнітні методи.
 - 3.1. Індукційні методи (ІМ).
 - 3.2. Діелектричний метод (ДМ).
 - 3.3. Магнітні методи (ММ).
 - 3.4. Ядерно-магнітний метод (ЯММ).

II. Радіоактивні (ядерні) методи.

При класифікації радіоактивних методів можливі два підходи: за типом первинного поля, що провокує виникнення вторинних ядерно-фізичних полів, або за типом вторинного випромінювання, що безпосередньо реєструється. В даному підручнику прийнята класифікація за типом випромінювання, що реєструється – гамма- та нейтронні методи.

1. Методи природної радіоактивності.

Методи природного гамма-поля: гамма-метод (ГМ), гамма-метод спектральний (ГМ-С).

2. Методи штучної радіоактивності.

2.1. Гамма-методи:

- гамма-гамма метод щільнісний (ГГМ-Щ);
- гамма-гамма метод селективний (ГГМ-С);
- рентгенорадіометричний метод (РРМ);
- нейтронний гамма-метод (НГМ);
- нейтронний гамма-метод спектральний (НГМ-С);
- імпульсний нейтронний гамма-метод (ІНГМ).

2.2. Нейтронні методи.

- нейтрон-нейтронний метод за надтепловими нейтронами (ННМ-НТ);
- нейтрон-нейтронний метод за тепловими нейтронами (ННМ-Т);
- імпульсні нейтрон-нейтронні методи (ІННМ-НТ, ІННМ-Т);
- гамма-нейтронний метод (ГНМ).

III. Сейсмоакустичні методи.

1. Акустичні методи.

1.1. Ультразвуковий метод (звичайний акустичний метод – АМ).

1.2. Низькочастотний широкосмуговий акустичний метод (НШАМ).

1.3. Метод акустичного телебачення.

2. Сейсмометрія свердловин.

2.1. П'єзoeлектричний метод.

2.2. Вертикальне сейсмічне профілювання (ВСП).

2.3. Метод міжсвердловинного прозвучування та ін.

IV. Термічні методи.

1. Метод природного теплового поля Землі – геотермія.
2. Метод штучного теплового поля.

V. Геохімічні методи та геолого-технологічні дослідження (ГТД) свердловин.

1. Геохімічні методи.
 - 1.1. Газометрія свердловин в процесі буріння.
 - 1.2. Газометрія свердловин після буріння.
 - 1.3. Хроматографічний аналіз проб бурового розчину.
 - 1.4. Люмінесцентно-бітумінологічний метод.
 - 1.5. Метод селективних електродів.

VI. Геолого-технологічні дослідження.

6.1. Детальний механічний метод (метод реєстрації швидкості буріння).

6.2. Контроль за фізико-хімічними властивостями (щільність, в'язкість та ін.) промивальної рідини.

6.3. Визначення фізико-механічних та колекторських властивостей шламу та керну (щільність, пористість, проникність, глинистість та інші властивості).

Крім означених вище методів, що призначені переважно для дослідження розкритих гірських порід, у свердловинах обов'язково проводяться наступні види спеціальних робіт, пов'язаних із визначенням:

- геометрії свердловини (кавернометрія, профілометрія);
- поточних координат вибою свердловини (геонавігація);
- висоти підйому цементу в затрубному просторі та якості цементування (цементометрія);
- технічного стану колони бурильних труб (дефектометрія, прихватометрія, локація муфт).

Окремо необхідно виділити такі специфічні роботи як прострілочно-вибухові роботи та відбір зразків керну гірських порід і проб пластових флюїдів у свердловинах.

Основні принципи отримання та передачі геофізичної інформації.

Геофізичні дослідження свердловин виконуються спеціальною геофізичною апаратурою, яка включає в себе наземну та свердловинну частини, з'єднані між собою лінією зв'язку.

У загальному випадку методика виконання геофізичних досліджень свердловин передбачає отримання інформації в свердловинних умовах, передачу по лінії зв'язку та її реєстрацію наземною апаратурою. Найчастіше в якості лінії зв'язку використовується каротажні (електричні) кабелі.

До геофізичного (каротажного) кабелю, що намотаний на барабан

лебідки підйомника, приєднується свердловинний прилад, в якому знаходяться датчики та електронні вузли. Свердловинний прилад спускається в свердловину на каротажному кабелі. Кабель виконує дві функції: являється лінією зв'язку для передачі електричних сигналів та несе механічне навантаження при спуску та підйомі приладу. Лебідка приводиться у дію двигуном автомобіля. Сигнали від свердловинного приладу по каротажному кабелю передаються в геофізичну лабораторію через з'єднувальний кабель «колектор лебідки – лабораторія». До блок-балансної системи приєднуються датчики глибини, натягу та магнітних міток, сигнали від яких передаються по кабелю «датчик – лабораторія». В якості заземлення слугує спеціальний дріт, закріплений поблизу свердловини.

Необхідно відзначити, що в теперішній час активно розробляються та впроваджуються в практику ГДС інші (безкабельні) засоби передачі інформації із свердловини на поверхню: гідравлічний, акустичний та електромагнітний канали зв'язку. Тут в якості лінії зв'язку виступають відповідно стовп бурового розчину, колона бурильних труб або власне суцільне геологічне середовище.

10. Основи кількісної інтерпретації даних ГДС за допомогою сучасних систем інтерпретації даних ГДС (4 год.).

Цифрова реєстрація даних і обробка їх на ЕОМ – обов'язкові елементи сучасної технології ГДС, основа безперервного підвищення науково-технічного рівня та ефективності каротажу.

Традиційні раніше неавтоматизовані засоби збору, зберігання, обробки та інтерпретації з допомогою палеток всього об'єму геофізичної інформації, яку отримано, вимагали дуже великих трудових та часових затрат, не мали необхідного ступеня оперативності, не виключали суб'єктивності в рішенні геологічних задач.

Застосування комп'ютеризованої обробки дозволяє проводити кількісну інтерпретацію результатів ГДС по всьому розрізу свердловини, що практично неможливо зробити вручну. При цьому значно збільшується інформативність геофізичних заключень з одночасним збільшенням експресності обробки. Крім цього, використання комп'ютерної обробки є дуже потужним засобом вдосконалення самих методів інтерпретації.

Автоматизація процесів збору, обробки та інтерпретації даних ГДС включає наступні основні етапи:

1. Збір геофізичної і геологічної інформації, перетворення її в цифрову (при необхідності), запис на магнітний носій, транспортування (передача в ОЦ), контроль даних та введення їх в ЕОМ.

1. Обробка і інтерпретація отриманих на ЕОМ по комплексу спеціалізованих програм даних.

2. Оформлення та зберігання результатів інтерпретації (банки даних).

Автоматизована інтерпретація промислово-геофізичних даних може проводитись на буровій (при наявності сучасних комп'ютеризованих каротажних станцій), в периферійному обчислювальному центрі (при вирішенні задач оперативної інтерпретації чи задач, які потребують термінового вирішення) та в Технологічних центрах (при вирішенні складних задач, розробці нових методик інтерпретації та задач глобального порядку).

Різний рівень обробки потребує різних систем інтерпретації (від систем, які працюють в режимі реального часу – в процесі буріння свердловин чи в процесі проведення каротажу до систем, які потребують великих баз геолого-геофізичної інформації та потужного програмного забезпечення). Відповідно різні системи інтерпретації дають різний об'єм інформації, засоби її обробки.

Етапи оперативної інтерпретації даних ГДС

- редагування цифрових записів;
- перегляд, виправлення узгодження каротажних кривих за глибиною;
- створення, заповнення та редагування попласової бази даних (розріз свердловин розбивається на стратиграфічні шари й однорідні пропластки);
- відбиття границь прошарків, аналіз результатів, редагування;
- знімання відліків геофізичних параметрів, їх коригування;
- оцінку якості методів, визначення опору промивальної рідини, та пластів-колекторів по комплексу БКЗ+БК+ІК;
- визначення літології, глинистості, оцінка фільтраційно-ємкісних властивостей гірських порід та колекторів (пористості і її типів, проникливості, коефіцієнтів насичення та інших підрахункових параметрів продуктивних горизонтів), обчислення зведених характеристик пластів;
- формування оперативного геофізичного заключення за даними ГДС та графічних додатків.

Крім того, комп'ютеризовані технології дозволяють виконувати етапи зведеної інтерпретації, які включають:

- побудову кореляційних профілів, перетинів;
- побудову карт геофізичних поверхонь;
- автоматизований підрахунок запасів вуглеводнів;
- побудову геологічної моделі нафтогазового родовища.

Виділення границь і визначення літології

Автоматичний режим виділення границь пластів може містити в собі декілька варіантів рішень. Перший з них використовує симетричні криві ГДС. Рекомендується для літологічного розчленування. Управління детальністю розчленування проводиться за допомогою двох констант: мінімально допустимої товщини пласта та рівнем детальності.

Другий режим роботи програми передбачає виділення границь пластів по асиметричних (градієнт-) зондах з використанням методу суттєвих екстремумів.

Після отримання границь пластів проводиться визначення характерних значень геофізичних параметрів.

Зняття відліків відбувається за відомими правилами для різних типів зондів. З градієнт-зондів знімаються оптимальні та екстремальні значення, з симетричних зондів - екстремальні та середні значення залежно від співвідношення потужності пласта та довжини зонду. У відліки по пластах обмеженої товщини вносяться поправки за вплив вміщуючих порід.

Для зняття відліків може бути використано три групи границь: електричні, літологічні та загальні. Їх отримують на етапі відбиття границь за відповідним набором методів ГДС. Зняття відліків може виконуватись за всіма методами або вибірково. Вибір відповідних кривих здійснюється інтерпретатором.

- Визначення літології проводиться в автоматичному режимі за класифікуючи ми формулами для автоматичного визначення типів літології і насичення по сукупності відліків відомих параметрів. Для одержання моделі можна використовувати декілька статистичних алгоритмів: «Дерево вирішень», «Найближчі сусіди», «Дискримінантний аналіз». Але всі вони використовують принципіальні схеми, що відповідають взаємозв'язку значень відліків тих чи інших геофізичних методів свердловин.

Оцінка фільтраційно-ємкісних властивостей гірських порід та колекторів

Цей блок включає широке коло обчислювальних та логічних завдань: оцінку пористості, глинистості, проникливості, нафтогазонасиченості по окремих геофізичних параметрах чи їх комплексу; виділення колекторів та основних літотипів гірських порід розрізу; оцінку нафтогазонасиченості колекторів.

В деяких системах обробки і інтерпретації даних ГДС зазначені завдання вирішуються великим набором (бібліотекою) геофізичних програм (ПС-АРМГ, АРМ-ГИС та інш.), в інших вони поєднані в один блок і реалізуються за допомогою універсального інтерпретатора формул або інтерпретаційних моделей («Геопошук»), блока експресної оцінки даних («АМАК-Обь», ГЕОТЕК та інш.).

Обчислювальні моделі можуть готуватись програмою регресійного аналізу, задаються інтерпретатором або передбачений режим розрахунків за довільною формулою (моделлю), якщо не влаштовують типові рівняння.

Практична частина

1. Вивчення каротажних кривих (рис. 10.1) (свердловина Яблунівського родовища).
2. За наданими результатами ГДС розбити на пласти криві методів ГДС ГК та НГК за прикладом кривих АК та ГГКг.
3. Зняти відліки на кривих ГК, НГК, АК, ГГКг в пластах порід заданого інтервалу (варіанти див. табл. 10.1) та занести їх в таблицю 10.2.
4. За методами: АК, ГК, НГК, ГГКг орієнтовно за загальними правилами визначити літологію порід інтервалу. Результати визначення літології занести в таблицю 10.3.
5. Розрахувати значення пористості в інтервалі за наданими формулами за різними методами та порівняти їх. Результати занести в таблицю 10.3

Таблиця 10.1 Інтервали для варіантів проведення роботи

Варіант	Інтервал	Варіант	Інтервал	Варіант	Інтервал
1	4702-4720	6	4725-4738	11	4712-4724
2	4708-4722	7	4728-4742	12	4718-4728
3	4712-4724	8	4734-4746	13	4728-4742
4	4718-4728	9	4738-4750	14	4734-4746
5	4722-4734	10	4702-4720		

Таблиця 10.2. Приклад таблиці запису відліків пластових даних

Інтервал пласта	Відліки в пластах			
	ΔT (АК), мкс/м	I_γ (ГК), імп/с	I_{ny} (НГК), ум.од.	σ (ГГКГ), кг/м ³

$$1) K_{гг} = (48,54 \Delta I_\gamma + 3,092) / 100$$

$$2) K_{п}^{AK} = 100 \cdot (\Delta T_{пл} - \Delta T_{ск}) / (\Delta T_p - \Delta T_{ск})$$

$$3) K_n^{ГГКГ} = \frac{\sigma_{ск} - \sigma_n}{\sigma_{ск} - \sigma_6}$$

$$4) K_{п} = 18,2 - 3,7 \Delta I_{ny}$$

$$5) K_{п}^{AK+ГК} = K_{п}^{AK} + 0,204(K_{гг} - 0,07)$$

Таблиця 10.3. Результати комплексної інтерпретації даних ГСД

Інтервал пласта	Порода	$K_{гг}$	$K_{п}$ (АК)	$K_{п}$ (ГГКГ)	$K_{п}$ (НГК)	$K_{п}$ (АК та ГК)

5. Зробити висновки.

Свердловина Яблунівська, 1 (інтервал 4701-4782 м)

