

**ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ РОЗВІДКИ
ТА ДОСЛІДЖЕННЯ СВЕРДЛОВИН
(навчальний посібник)**

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 – гравірознавдкa) заснована на) вивченів надзвичайно малих збурень (аномалій) гравітаційного поля Землі (називають також полем сили тяжіння), зумовлених відмінністю щільності гірських порід, які знаходяться в середині Землі. Геологорозвiдувальне значення гравірознавдки 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 значенняч 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 гравітаційнmx варіометрів.

Вивчення гравірознавдки 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, обраховується 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 $F_{nx} = \Sigma \Delta F_{nx}$ 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 маж одне і теж саме значення, 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 рідини. Слід мати на увазі, що сама величина сили тяжіння від точки до точки рівненої 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 убуває.

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:

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

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:

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

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:

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

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 введення 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 впливає 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 морі 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/см³.

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 :

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

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 (рис. 5).

РИС

Рис. 5. Система крутильних рівноваг із різним розташуванням грузиків (а, б, в) і чутлива система гравітаційного варіометра (г) в неоднорідному полі

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 **СРСР** прив'язують до загальнодержавної мережі основних гравіметричних пунктів «А» і першого класів. Значення сили тяжіння на цих пунктах безпосередньо прив'язані до основних маятникових пунктів: Пулково – Москва – Казань – Полтава, які, у свою чергу, безпосередньо пов'язані 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, сейсморозвідку 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 нуль-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_n спрямована по ρ і згідно (1.2), поклавши в ній $m_1 = M_{\text{надл.}}$ і $m = 1$, дорівнює

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

де

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

Вертикальна компонента $g_z = F_n \cos(\rho z)$ або $g_z = F_n \xi / \rho$. 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

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

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).

РИС

Рис. 6. Графік аномалій сили тяжіння над неоднорідною кулею

Обчислення гравітаційних ефектів від двовірних тіл складного перетину. Гравітаційні ефекти від ізолюваних 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 Гамбурцева* (рис. 7, а).

РИС

Рис. 7. Палетка Гамбурцева (а) і приклад її використання для вирішення прямої і зворотної задачі гравірозвідки (б).

Графіки σ_z : 1 – розрахунковий одержаний з використанням палетки Гамбурцева; 2 – що спостерігався

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 смузї палетки однакове тяжіння:

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

Яке називається *ціною ділення палетки*. Обчислення за допомогою палетки Гамбурцева виконують наступним чином (рис. 7, б). Полюс 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 полюс 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 карти (рис. 8, б).

РИС

Рис. 8. Трансформація поля спостереження способом опосередкування а – ізолінії гравітаційного поля (3), що спостерігається; регіональної (1) і локальної (2) його складових; б – опосередкування поля по графіках аномалій; в – опосередкування поля по колу

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:

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

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.

Неоднозначність рішення зворотної задачі ілюструє рис. 9.

РИС

**Рис. 9. Розподіл надлишкових мас, які викликають
однакове поле аномалій сили тяжіння**

На ньому зображено декілька однакових надлишкових мас, які створюють однакову аномалію; найбільш глибока з цих мас знаходиться у вершині конуса. Із цього прикладу випливає, що за даними гравірозвідки однозначно можна визначити тільки величину надлишкової маси і максимальну (граничну) глибину її залягання. 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 $x = 0$:

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

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:

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

звідки

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

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

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 вводять 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 двомірних 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 гравірозовідки. Для автоматизованої обробки даних гравірозовідки 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 введення даних інформації, яка зберігається, обмін між програмами та ін. Геофізичні програми оброблення призначені 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 гравірозовідки: 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 гравірознавстві, весь час поповнюється.

3.4. Застосування гравірознавства при вирішенні 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 гравірознавство 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 гравірознавства можна поділити на платформенні 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 десяти 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 ГИС.

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 двовірного 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:

$$d\vec{M} = 2d\vec{lm}; \quad (4.3)$$

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 скалярної 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:

$$\vec{B} = \vec{T} + \vec{T} = \mu_0 \vec{T} + \mu_0 \chi \vec{T} = \mu_0 (1 + \chi) \vec{T} = \mu_0 \mu_{\text{вгл.}} \vec{T}. \quad (4.8)$$

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

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

РИС

Рис. 10. Схематичний магнітний діполь

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 направлені, відповідно, на географічні північ і схід (див. рис 11).

РИС

Рис. 11. Елементи земного магнетизму

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:

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

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 навколоремний 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 вимірних 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 x 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 (вимірним) 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 введення 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 Зеємана*. 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 (рис. 12) 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.

РИС

Рис. 12. Блок-схема протонного магнітометра

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 (рис. 13).

РИС

Рис. 13. Принципова схема наземного Z-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 погрішностей 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 вимірених 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 (рис. 14).

РИС

Рис. 14. Графіки вертикальної Z і горизонтальної H складових напруженості магнітного поля, створеного ізольованим полюсом

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

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

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

а горизонтальна складова

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

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 зворотну задачу вирішують за рафіком H , то можна скористатися абсцисами екстремальних точок графика. 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 способа 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 пород 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).

РИС

Рис. 16. Поле точкового джерела постійного струму, розташованого на поверхні однорідної провідної Землі

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 (рис. 17).

РИС

Рис. 17. Поле двох різнополярних точкових електродів, розташованих на поверхні однорідної провідної Землі (пунктиром показані екіпотенційні поверхні)

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 ;

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

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) еквіпотенційні поверхні визначаються умовою:

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

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

$$U(M) = \text{const} = 0.$$

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 $\vec{j}$ в точках площини P колінеарний вісі x і, отже, має одну відмінну від нуля компоненту – проекцію на вісь x : $\vec{j} = (j_x, 0, 0)$. 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 $y = 0$:

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

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 $h_N = \infty$.

РИС

Рис. 19. Моделі геоелектричного розрізу:

а – горизонтально шарувата, в – двошарова, в – тришарова

Наприклад, двошаровий розріз містить один шар обмеженої потужності і він підстеляється пластом-основою 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 проводимість 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 (рис. 20).

РИС

Рис. 20. Визначення поздовжнього опору одиночного пласта

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 $h_1, h_2, \dots, h_m$ (рис. 21).

РИС

Рис. 21. Визначення сумарної поздовжньої провідності пачки пластів

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 (рис. 22) з провідностями

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

РИС

Рис. 22. Система паралельно включених опорів

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_1 .

Так як $H / \rho_1 = S$, тоді

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

Параметр ρ_1 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 фронти 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 фронти якої небудь електромагнітної хвилі плоскі, то така хвиля також називається *плоскою*. Якщо ж фазові фронти 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 данній 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 таких 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 (рис. 23, а).

РИС

Рис 23. Вимірювальні установки, які застосовуються в методах електричних зондувань: а – чотириточкова AMNB;
б – прямолінійна чотириточкова; в – симетрична;
г – триточкова

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):

$$U(M) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right).$$

Аналогічно для потенціалу точки

$$U(N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right),$$

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

Отже:

$$\Delta U_{MN} = U(M) - U(N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} - \frac{1}{r_{AN}} \right), \quad (7.1)$$

Тобто в даній моделі ΔU_{MN} пропорційна ρ .

Відзначимо, що, якщо відстань між електродами r_{AB} , 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 :

$$E \approx \frac{\Delta U_{MN}}{r_{MN}} = \frac{I\rho}{2\pi r_{MN}} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} - \frac{1}{r_{AN}} \right), \quad (7.2)$$

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, триточковою 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 (рис. 24). 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.

РИС

Рис. 24. Польова крива ВЕЗ над тришаровим розрізом типу $H(\rho_1 > \rho_2 > \rho_3)$

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. Альпіним.

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 $BE3$) визначає глибину досліджень, то польова крива ДЗ якісно показує характер зміни електричного опору розрізу по вертикалі. В загальному випадку форма кривиз ДЗ і $BE3$ 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 $BE3$, 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).

Типовий приклад такого графіка для ЕП із симетричною установкою показано на рис. 25.

РИС

Рис. 25. Графік уявного питомого електричного опору ρ_K , одержаний по результатах електричного профілювання над двошаровим розрізом ($\rho_1 < \rho_2$)

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 різниця потенціалів ΔU_{MN} , виміряна на електродах M і N і поділена на відстань MN . Дає наближене значення електричного поля E в центрі диполю 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 наближене 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. Молочно ва, 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 разнесення 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_R 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 індустриальних 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 затухаючи 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 АВ/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 Γ 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 вджерела 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 недавна 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 рзглянемо принцип роботи МГД-генератора. Він представляє собою пороховий ракетний двигун, який дозволяє здійснювати пряме перетворення енергії плазми в електричний струм (рис. 26).

РИС

Рис. 26. Схема побудови МГД-генератора: 1 – генератор плазми; 2 – МГЖ-канал; 3 – безсердечникові соленоїди; 4 – струмознімальні електроди

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 МГЖ-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 МГЖ-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 вимірюваному 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 і 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_{Π} на середню напруженість поля в базисній точці E_B . Одержана при цьому середня відносна напруженість поля ТС позначається як $K_{ТС}$ і називається телуропараметром:

$$K_{ТС} = E_{\Pi} / E_B. \quad (7.25)$$

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 Π 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 аналізі 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 – різниця 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 різниці потенціалів і постійного струму використовують три способи: 1) компенсаційний; 2) автокомпенсаційний; 3) осцилографічний.

Компенсаційний спосіб заснований на порівнянні вимірювальної і відомої різностей потенціалів. Принципова схема вимірювань зображена на рис. 27.

РИС

Рис. 27. Компенсаційний спосіб вимірювання різності потенціалів

Тут гальванічний елемент E навантажений на дільник напруги R . В загальному випадку між електродом M і точкою m дільника напруги R існує деяка різність потенціалів, яка фіксується гальванометром G . Однак, рухаючи повзунок p дільника, 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 струма і, отже, рівність потенціалів між точками M і m . Таким чином, фіксуючи (по показанню гальванометра) те показання повзунка дільника R , при якому вимірювальна різність потенціалів виявляється рівною відомому падінню напруги на дільнику, 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 дільника, 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 дільника 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 стрілкових 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 різність потенціалів пропорційна силі струму I , що відображено на відповідній шкалі приладу, яка дозволяє безпосередньо брати відліки в сантиамперах.

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 $2,5-72,0 \text{ мс} \pm 0,1\%$. 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, вводяться в ЕОМ за допомогою спеціального пристрою введення 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 чохлаї;
- 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 чохлаї, 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 чохлаі. 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 чохлаі. 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 нахилenu 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 (рис. 29).

РИС

Рис. 29. Визначення сумарної поздовжньої провідності розрізу по асимптотах польових кривиз: а – ВЕЗ і ДЗ; б – ЧЗ і МТЗ; в – ЗСДЗ і ЗСБЗ

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 мантиї.

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.

РИС

Рис. 30. Пружні деформації розтягування (А) і зсуву (Б)

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 перекосу 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 P , а поперечні – буквою S . Ці позначення буди 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 сейсморозвідці 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 убиває приблизно по експоненціальному закону, а швидкість її менша, ніж у релєєвських 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	0,28-9,67
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

Матеріал	v_p , м/с	v_s/v_p
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 (рис. 31): 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.

РИС

Рис. 31. Розподіл зміщень в пружному середовищі
для фіксованого моменту часу

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 (див. 9.22).

РИС

Рис. 32. Профіль (а) і запис (б) сейсмічної 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 u_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 множителем $e^{-\alpha r}$, 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, розташований від джерела на відстані r , можна записати наступним чином:

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

Плоска сейсмічна хвиля. 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 встановилися, мають нескінченно малі значення $\Delta f \rightarrow 0$, тобто спектр його – суцільний (рис. 33).

РИС

Рис. 33. Амплітудний частотний спектр
неперіодичного коливання

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 $f_{гр1} - f_{гр2}$ відповідні гармоніки перестають відігравати істотну роль у формуванні початкового коливання і ними можна знехтувати. Таким чином, можна говорити про обмеженому *частотному складу* сейсмічної хвилі.

Частотний склад зареєстрованих при сейсмозв'язці коливань 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, сейсмозв'язку 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 коливань, 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 напрямом, 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 fronti елементарних хвиль – напівсфер радіусом $dr = v dt$, центри яких розташовуються на поверхні S_0 . Якщо розглядати приріст часу dt розповсюдження фронту хвилі на відрітку нормалі $d\vec{n}$ 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 fronti 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*.

РИС

Рис. 35. Визначення уявного фронту хвилі

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) промення 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 $v_K = v$ 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_{12S} 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 (рис. 36).

РИС

Рис. 36. Відбиття і заломлення сейсмічної хвилі на гладенькій границі

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: $(v_{P_1})_K = (v_{P_{11}})_K = (v_{P_1 S_1})_K = (v_{P_{12}})_K = (v_{P_1 S_2})_K$. 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 (рис. 37).

РИС

Рис. 37. Дифракція сейсмічної хвилі на сходи́нці

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 90^0 . Кут падіння i променя називається *критичним* або *кутом повного внутрішнього відбиття*.

РИС

Рис. 38. Утворення головної (заломленої) хвилі

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 ε 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:

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

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 напівосьми, 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 (рис. 39, в). 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).

Рис. 39. Схема променів повноразових (а, г), частковоразових (б, в) і багаторазових відбито-головних (д) хвиль

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 $\sigma_j \nu_j$ (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 приходжу 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:

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

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 $\nu_n \sigma_n$, 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 (рис. 40, в). Сейсмічна хвиля, що розповсюджується вниз, відбивається на кожній поверхні, на якій стрибкоподібно змінюється акустична жорсткість; амплітуда відбитої хвилі пропорційна коефіцієнту відбиття.

РИС

Рис. 40. Схема розрахунку синтетичної сейсмограми

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 багат шаровому 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 (рис. 41).

РИС

Рис. 41. Схема променів рефрагованих хвиль

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 (рис. 42).

РИС

Рис. 42. Схема променів хвиль з однаковим часом приходу
Хвилі: 1 – головна (заломлена); 2 – багаторазово відбита;
3 – обмінна відбита OS; 4 – одноразова поздовжня відбита

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 сейсмічні хвилі, 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. В середині 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 і поперечних хвиль? Який порядок швидкості розповсюдження подовжніх 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.

ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ СВЕРДЛОВИН

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ ДЛЯ ПРАКТИЧНИХ РОБІТ

Дані методичні вказівки містять перелік лабораторних робіт, теоретичне обґрунтування питань, які розглядаються в роботі, а також методику виконання роботи та вимоги до звіту.

Після виконання кожної роботи складається звіт, у якому наводяться результати проведеної роботи та висновки.

Студент допускається до виконання лабораторної роботи підтвердивши вміння її виконання шляхом одержанням допуску за результатами усного або письмового опитування.

Лабораторна робота №1 **ВИВЧЕННЯ КАРОТАЖНИХ ЛАБОРАТОРІЙ**

1.1 Мета роботи

Метою даної роботи є ознайомлення із будовою, призначенням, принципом роботи каротажної лабораторії.

1.2 Теорія

До складу геофізичної лабораторії входить вимірювальна і контрольна апаратура, яка призначена для перетворення і реєстрації сигналів, що надходять по лінії зв'язку від свердловинних приладів, та блоки живлення електричним струмом свердловинної та наземної апаратури, яка змонтована в закритому кузові автомобіля.

Будову та призначення основних блоків лабораторії розглянемо на прикладі лабораторії каротажної самохідної ЛКС-7-02.

Лабораторія ЛКС-7-02

Лабораторія ЛКС-7-02 призначена для проведення повного комплексу геофізичних досліджень свердловин глибиною до 7000 м і реєстрації даних каротажу в аналоговій формі.

Апаратура та обладнання лабораторії монтується в спеціальному геофізичному кузові. Лабораторія розрахована на роботу спільно з каротажними підйомниками типу ПКС та ПК-4.

Лабораторія дозволяє проводити наступні геофізичні дослідження:

- 1) електричний каротаж – за допомогою вимірювального пульта частотної модуляції ВПЧМ2-А та свердловинної апаратури КСП, АБКТ, Е-7;
- 2) боковий каротаж – за допомогою вимірювального пульта частотної модуляції ВПЧМ2-А та свердловинної апаратури АБКТ;
- 3) резистивіметрію свердловин;
- 4) мікрокаротаж – за допомогою вимірювального пульта частотної модуляції ВПЧМ2-А та свердловинної апаратури МДО-3;
- 5) боковий мікрокаротаж – за допомогою вимірювального пульта частотної модуляції ВПЧМ2-А та свердловинної апаратури МБК або МБКУ;
- 6) індукційний каротаж – за допомогою вимірювального пульта та свердловинної апаратури АІК-5;
- 7) радіоактивний каротаж – за допомогою вимірювального пульта ВПРКУ-А та свердловинної апаратури ДРСТ-3 або СРК;
- 8) акустичний каротаж – за допомогою вимірювального пульта АНК-М та свердловинної апаратури СПАК-4 або СПАК-6;
- 9) каротаж магнітної сприйнятливості;
- 10) термометрію свердловин;

- 11) кавернометрію свердловин;
- 12) інклінометрію свердловин;
- 13) профілеметрію свердловин;
- 14) нахилометрію свердловин;
- 15) контроль цементування.

Лабораторія ЛКС-7-02 забезпечує аналогову реєстрацію до восьми параметрів. Динамічний діапазон реєстрації – не менше 66 дБ.

Горизонтальний масштаб запису параметрів – 1:1; 1:5 та 1:25. Масштаб глибин – 1:1000; 1:500; 1:200; 1:100; 1:50 та 1:20.

Живлення лабораторії здійснюється від змінної мережі напругою (220 ± 22) В частотою (50 ± 2.5) Гц.

Будова та робота лабораторії

Апаратура лабораторії складається з двох стійок та реєстратора «ФОЗОТ».

Перша стійка (рис. 1.1) призначена для встановлення та підключення наземних пультів ВПЧМ2-А, ВПРКУ-А для проведення досліджень свердловин. Крім того в ній встановлені панель перемикавання масштабів, панель комутації, а також передбачена комірка для підключення змінних панелей.

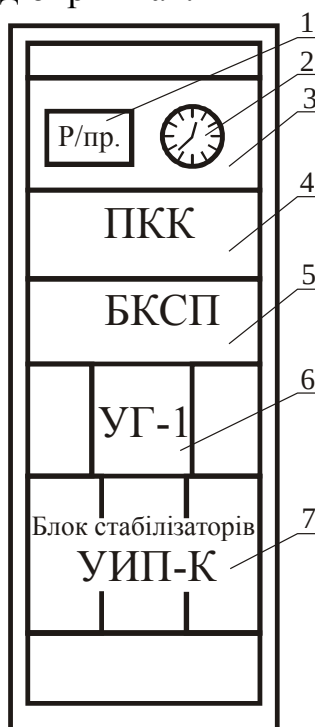


- 1 – панель комутації; 2 – панель масштабів; 3 – вимірювальний пульт частотної модуляції;
 4 – вимірювальний пульт радіоактивного каротажу; 5 – місце для панелі каротажу на багатожильному кабелі; 6 – комірка для змінних панелей.

Рисунок 1.1 – Розміщення апаратури першої стійки

Друга стійка (Рис. 1.2) призначена для встановлення та підключення панелі контролю каротажу, блока керування свердловинними приладами, уніфікованого генератора УГ-1 і блоку стабілізаторів уніфікованого джерела

живлення УИП-К. У верхній частині стійки на лицевій панелі встановлені годинник і автомобільний радіоприймач.



- 1 – радіоприймач; 2 – годинник; 3 – панель інформації; 4 – панель контролю каротажу;
5 – блок керування свердловинними приладами; 6 – уніфікований генератор; 7 –
уніфіковане джерело живлення (блок стабілізаторів).

Рисунок 1.2 – Розміщення апаратури третьої стійки

Для забезпечення реєстрації результатів каротажу в цифровій формі, яка буде використовуватись для обробки на ЕОМ, у лабораторії передбачене підключення цифрового реєстратора типу ФОЗОТ (Методичні вказівки по роботі з ФОЗОТ).

Зв'язок між стійками та складовими частинами лабораторії, що розміщені поза стійками, здійснюється за допомогою з'єднувальних кабелів. Під'єднання зондових пристроїв та комутація комплекту апаратури здійснюється на панелі комутації.

Пристрої та робота основних складових лабораторії

Панель комутації ПК.

Панель комутації призначена для підключення кабелів колектора до входу вибраного вимірювального пульта і виходу вимірювальних каналів пульта до входу реєструючої апаратури лабораторії. Панель комутації встановлена в каротажній стійці.

Блок керування свердловинними приладами БКСП.

БКСП призначений для живлення свердловинних приладів, для контролю напруги та частоти струму живлення лабораторії, а також для зарядження акумулятора, який розміщений у кузові.

БКСП видає наступні напруги:

1. змінна напруга частотою 50 Гц на виході блоку керування свердловинними приладами при відключеному навантаженні повинна

регулюватись ступенево від 150 до 400 В при напрузі у мережі – 220 В. Максимально допустимий струм навантаження 0.5 А.

2. стабілізовану постійну напругу на виході БКСП повинно регулюватись плавно від 50 до 300 В. Максимально допустимий струм навантаження 0.5 А.

3. випрямлену напругу (12 ± 2.5) В для зарядження акумулятора. Перемикання на постійну або змінну напругу здійснюється тумблером SA5.

Панель контролю каротажу ПКК.

Панель контролю каротажу служить для контролю за проведенням промислово-геофізичних досліджень свердловин. Панель контролю каротажу включає: датчик швидкості руху кабелю, лічильник глибин, підсилювач магнітних міток, імітатор протяжки, індикатор аварії та датчик величини натягу кабелю.

Уніфікований генератор УГ-1.

Уніфікований генератор призначений для живлення свердловинних геофізичних приладів синусоїдальним струмом.

Генератор забезпечує на виході:

1. фіксовані частоти:

(300 ± 5) Гц, (40 ± 5) Гц;

2. частоти з плавним регулюванням у межах:

від 360 до 440 Гц, від 1800 до 2200 Гц.

Живлення генератора здійснюється від уніфікованого джерела живлення УИП-К.

1.3 Порядок виконання лабораторної роботи

1. Ознайомитись з будовою лабораторії типу ЛКС-7-02.
 - 1.1. Вивчити будову та принцип роботи лабораторії.
 - 1.2. Вивчити пристрої та призначення основних складових лабораторії.
2. Підключити реєстратор «ФОЗОТ» і провести перевірку його роботи згідно «Методичних вказівок по роботі з «ФОЗОТ»:

1.4 Контрольні питання

1. Призначення та будова каротажних лабораторій.
2. Які геофізичні дослідження дозволяє проводити лабораторія типу ЛКС-7-02.
3. Призначення панелі перемикання масштабів.
4. Призначення панелі комутації.
5. Призначення блоку керування свердловинними приладами.
6. Призначення панелі контролю каротажу.
7. Призначення уніфікованого генератора.
8. Яким чином проводиться перевірка роботи каналів реєстрації від внутрішніх градуированих компенсаторів поляризації?

1.5 Література

1. Дьяконов Д.И., Леонтьев Е.И., Кузнецов Г.С. Общий курс геофизических исследований скважин. М., Недра, 1977. 432 с.
2. Дахнов В.Н. Промысловая геофизика. М., Недра., Гостоптехиздат, 1986, - 692 с.
3. Померанц Л.И., Чукин В.Т. Аппаратура и оборудование для геофизических исследований скважин. М.: Недра, 1978.

Лабораторна робота №2

ВИВЧЕННЯ ПРОМИСЛОВО-ГЕОФІЗИЧНОГО ОБЛАДНАННЯ

2.1 Мета роботи

Метою даної роботи є ознайомлення із основним промислово-геофізичним обладнанням та устаткуванням, їх призначенням; принципом дії та пристроями, які використовуються у процесі роботи підйомника.

2.2 Теорія

Промислово-геофізичне обладнання складається із наступних основних одиниць:

1. Лебідка.
2. Кабелі та з'єднуючі проводи.
3. Блок-баланси із датчиками глибини та натягу.
4. Вантажі, підвіски та перемикаючі пристрої.
5. Джерела електричного струму.
6. Предмети спеціального обладнання, допоміжні пристрої та різні інструменти.

Вказане обладнання може транспортуватись та використовуватись у вигляді розбірних комплектів, але переважно воно укомплектоване постійним монтажем на самохідних підйомниках.

При проведенні геофізичних досліджень в свердловинах використовуються станції, які складаються із лабораторії та підйомника, які змонтовані на автомобілях високої прохідності.

В залежності від виконуваних задач і глибини свердловин, що досліджуються, підйомник і лабораторія можуть бути змонтовані на окремих автомобілях, або у вигляді однієї загальної установки у кузові автомобіля.

Нижче, в якості прикладу, наводиться короткий опис підйомника СКП - 4.5, який призначений для спуску та підйому свердловинних приладів на одножильному та багатожильному кабелях у нафтових і газових свердловинах при виконанні промислово-геофізичних робіт разом із типовими лабораторіями.

Підйомник СКП-4.5

Підйомник СКП-4.5 – це самохідна установка, яка змонтована в спеціальному металевому кузові на шасі автомобіля підвищеної прохідності (ЗІЛ-157КЕ).

Спуск та підйом кабелю здійснюється за допомогою лебідки типу ЛКП-М, на барабан якої намотаний кабель, та двох блоків (направляючого та підвісного), які встановлюються на усті свердловини.

Тягове зусилля на барабан лебідки передається від двигуна автомобіля через механізм щеплення та коробку передач автомобіля, коробку відбору потужності, карданну передачу, двошвидкісний редуктор та дворядну ланку.

Зміна швидкості руху кабелю та величини тягового зусилля

проводиться керуванням числом оборотів двигуна, переключенням передаточних відношень в коробці передач автомобіля та в двошвидкісному редукторі. Для плавного спуску кабелю та зупинки його на заданій глибині, лебідка обладнана стрічковим гальмом із ручним і пневматичним керуванням.

Лебідка обладнана напівавтоматичним кабелеукладувачем і колектором із металічними щітками для з'єднання жил кабелю зі схемою лабораторії.

Підйомник має органи керування лебідкою та трансмісією її приводу, прилади для вимірювання швидкості руху кабелю, глибини його спуску та натягу, світлову сигналізацію та двосторонній переговорний зв'язок із буровою та лабораторією, прилади для освітлення кузова та устя свердловини, різне обладнання для проведення монтажних робіт при геофізичних дослідженнях, а також обладнання для кріплення при перевезенні свердловинних приладів і вантажів.

Швидкість та глибина спуску кабелю визначається із числа оборотів вимірювального підвісного блоку, на якому встановлений сельсин-датчик глибин. На контрольному пульті підйомника встановлений сельсин-приймач, який обертається синхронно із сельсин-датчиком.

Живлення підйомника здійснюється при перфораторних роботах через струменевий блок від промислової мережі з напругою 110, 220 або 380 В із частотою струму 50 Гц, а при роботі з лабораторією від мережі напругою 110 В. При відсутності промислової мережі живлення підйомника може бути здійснено від бензоелектричного агрегату типу АБ-2, який дає напругу 220 В.

Кузов підйомника розділений на дві частини: лебідчате відділення та кабіна лебідчика.

В лебідчатому відділенні розміщені: лебідка, направляючий та підвісний ролики, блок-баланс, вантажі, свердловинні прилади та інше обладнання. В задній частині лебідчатого відділення є широкі двері для спуску кабелю з лебідки.

В кабіні лебідчика розміщені: органи керування лебідкою та її приводом, струменевий блок та контрольний пульт. Кабіна має вікно для спостереження за барабаном лебідки та рухом кабелю.

В останній час безперервно зростає число глибоких свердловин. Для дослідження свердловин глибиною до 7 км розроблені підйомники СКП-7/1 і СКП-7/3.

Лебідки

Промислово-геофізичні дослідження проводяться в структурно-картувальних, розвідувальних та експлуатаційних свердловинах різної глибини. З метою полегшення транспортування та запобігання перешкод від наводок в кабелі бажано проводити дослідження з використанням кабелю довжиною на лебідці, яка перевищує глибину свердловини на невелику величину.

В даний час випускаються різні лебідки, що конструктивно відрізняються ємністю барабана в метрах і місткістю різних типів кабелю (багатожильний броньований та шланговий). По вантажопідйомності лебідки умовно підрозділяються на три типи: легкі – для дослідження неглибоких свердловин до 1000 м, середні для свердловин глибиною до 2000-3000 м і важкі – для більш глибоких свердловин. Розраховані тягові зусилля вказаних лебідок рівні відповідно до 1.2 і більше тонн.

Для обертання барабанів лебідок важкого типу звичайно використовуються ходові двигуни автомобілів, на шасі яких змонтований підйомник. Передача обертання від двигуна до барабана лебідки, як указувалося вище, здійснюється за допомогою коробки відбору потужності.

Барабан оснащений гальмами, які складаються з двох стрічок із наклепаними на них шарами феррадо, які охоплюють щітки барабана.

Для обертання барабана лебідок середнього типу можуть також використовуватися електродвигуни, окремі двигуни, а в лебідках легкого типу, із малою кількістю кабелю (до 400 м) застосовується ручний привід.

Передача від двигуна до барабана лебідки повинна забезпечувати можливість зміни швидкості підйому кабелю в діапазоні 150-4000 м/год. і мати передачу на плавний спуск кабелю.

Укладання кабелю на барабан лебідки, встановленої у підйомнику, робиться автоматичним кабелеукладачем із ручним коректуванням. На підйомниках більш ранніх випусків укладання кабелю робилося напівавтоматично з приводом від штурвала. При довжині кабелю на лебідці до 400 м укладання кабелю рядами може не робитися в зв'язку з невеликою вагою кабелю.

Для під'єднання вимірювальної ланки до жил кабелю на лебідках встановлюються колектори. Колектор лебідки переважно складається із рухомої частини, яка зв'язана із барабаном лебідки і нерухомої – корпусу, який закріплений на рамі лебідки. На одній із цих частин - переважно на рухомій - є ізольовані металічні кільця, по яким ковзають щітки. До кілець підведені жили кабелю; від щіток беруться виводи на вимірювальну схему. Колектори лебідок бувають дискові і циліндричні.

Широке застосування в останній час знайшов маслонаповнений циліндричний колектор типу КМ-І.

У процесі геофізичних досліджень необхідно направляти рух кабелю по центрі свердловини і безперервно контролювати положення свердловинного приладу. Повинні бути відомі дані про глибину знаходження, швидкість переміщення приладу по свердловині та натягу кабелю. Крім того необхідне чітке узгодження переміщення приладу по свердловині з рухом діаграмного паперу, на якому реєструються криві геофізичних параметрів, що вимірюються.

Ці задачі розв'язуються використанням блок-балансу із датчиками глибини та натягу і сельсинної передачею.

Блок-баланс

Блок-баланс (Рис. 2.1) складається з ролика для направлення та подачі кабелю у свердловину і підставки, яка встановлюється над гирлом свердловини і притискається до стола ротора буровим інструментом. При дослідженні свердловин, що буряться, до основи блок-балансу знизу приварюється поперечна планка, що упирається у вкладиш ротора і запобігає горизонтальному зміщенню блок-балансу. Для роботи в обсаджених свердловинах і через бурильні труби використовують блок-баланс, що представляє собою патрубок із кронштейном, на якому встановлений ролик. Патрубок блок-балансу для обсаджених свердловин оснащений різьбою під муфту обсадної колони або фланцем, який потім кріплять до фланця обсадної колони.

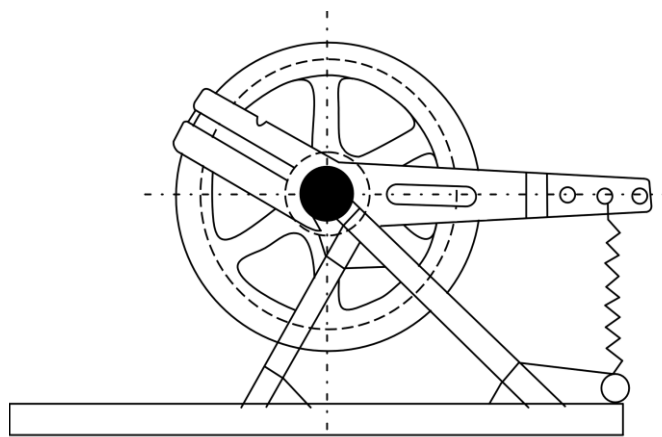


Рисунок 2.1 – Блок-баланс

Застосовуються блок-баланси декількох типів для різних кабелів. Вони відрізняються в основному розмірами ролика. Крім того, ролик для броньованого кабелю сталевий, а для кабелів із резиновою обмоткою – алюмінієвий. Для трьохжильних (обмоткових і шлангових) кабелів діаметр ролика по жолобі (471 мм) забезпечує за єдиний його оборот проходження 1,5 м кабелю. У блок-балансі для одножильного броньованого кабелю діаметр ролика по жолобі (628 мм) відповідає проходженню 2 м кабелю за один оборот ролика.

На загальній осі з роликом блок-балансу насаджена шестерня, яка передає обертання датчику глибини, який закріплений в прорізі на щоглі ролика. Співвідношення чисел зубів таке, що при проходженні через ролик блок-балансу 1 м кабелю ротор сельсинного механізму датчика глибини робить 4 обороти.

Сельсинна (автосинхронна) передача

Сельсинна (автосинхронна) передача складається як мінімум із двох ідентичних електричних механізмів - датчика та приймача, що представляють собою електродвигуни змінного струму з двополюсними статорами і трифазними роторами. У якості датчика звичайно застосовується сельсин ДИ-5П. Приймачем служить сельсин СС-50І. Принципова схема сельсинної передачі показана на рисунку 2.2. Якщо в деякий момент часу

ротори датчика і приймача знаходяться в ідентичних положеннях, то в трьох з'єднуючих їхніх проводах струм $i=0$, так як збуджуючі в обмотках ротора ЕДС однакові і протилежні за знаком. Якщо ж ротор датчика буде повернений на деякий кут, то ЕДС у його обмотках зміниться і по проводах піде струм i . Цей струм, пройшовши по обмотках ротора приймача, у взаємодії з магнітним полем статора створить обертовий момент, який буде обертати другий ротор. Дія обертового моменту продовжується до тих пір, поки струм знову не стане рівним нулю, тобто коли другий ротор стане в положення, ідентичне положенню першого ротора. Таким чином, обертання ротора датчика приводить до строго узгодженого обертання ротора приймача.

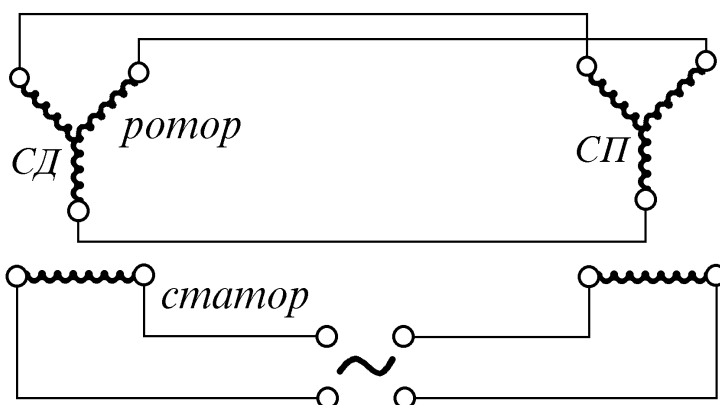


Рисунок 2.2 – Принципова схема сельсинної передачі

У сельсинній передачі паралельно можуть бути з'єднані декілька приймачів. Практично, при промислово-геофізичних дослідженнях свердловин, зв'язок датчика, встановленого на ролику блок-балансу, здійснюється з трьома приймачами:

- 1) лічильником глибини у кабіні лебідчика;
- 2) лічильником глибини на контрольній панелі лабораторії;
- 3) стрікопротяжним механізмом реєстратора.

Через наявність пружного подовження кабелю і можливості ковзання кабелю в жолобі ролика блок-балансу і діаграмного паперу в стрікопротяжному механізмі реєстратора, дистанційна передача не завжди забезпечує достатньо добру відповідність масштабу глибини діаграми фактичним глибинам. Тому для внесення поправок у масштаб глибин діаграми на кабелі через рівні інтервали (20-50 м) встановлюються механічні або магнітні мітки.

На блок-балансі є міткуловлювач, що фіксує проходження міток і передає відповідні сигнали на реєстратор.

Для визначення натягу кабелю при спуск-підйомних операціях вісь і опора ролика блок-балансу зміщені відносно один одного. Це зміщення визначає довжину малого плеча важеля, який рівний в блок-балансах важкого типу 8 мм, а друге плече довжиною 350 мм утворюється продовженням щоби ролика від точки опори до місця кріплення

динамометра. Кінець великого плеча важеля зв'язаний механічно з рухливим контактом реостата, що є датчиком натягу кабелю. Сила, яка діє на динамометр, в даному випадку приблизно рівна $1/30$ фактичного натягу кабелю в свердловині. На блок-балансах легкого типу динамометри вказують силу, яка рівна $1/10$ натягу кабелю у свердловині.

Для перетворення змін опорів датчика натягу ДН у покази вимірювального приладу служить схема, яка показана на рисунку 2.3. Регулювання схеми проводиться при позиції “контр” на контрольній панелі. В даному положенні до схеми підключається замість реостата датчика еталонний опір R_2 ; реостатом установка струму R_4 встановлюються покази, які відповідають натягу при опорі датчика рівному еталонному (визначається експериментально, при відомих натягах кабелю).

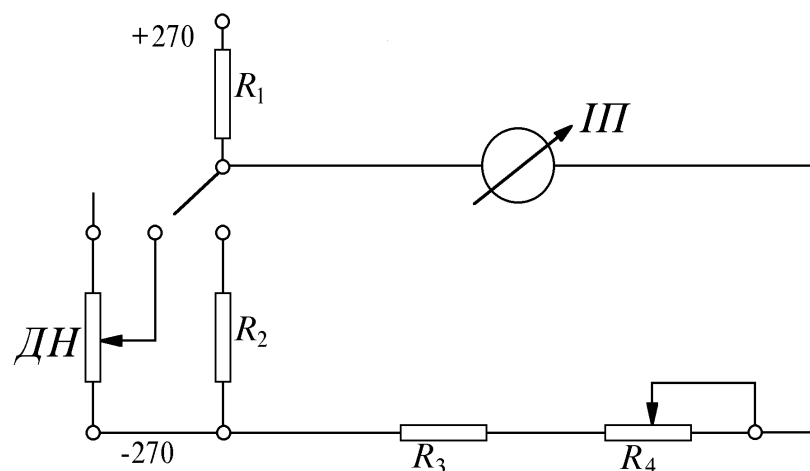


Рисунок 2.3 – Принципова схема вимірювання натягу кабелю

В усіх промислово-геофізичних станціях прилади, які служать для контролю за рухом кабелю, змонтовані на спеціальних контрольних панелях, основними елементами яких є:

1. Лічильник глибини – десятковий нумератор, який з'єднаний через редуктор із сельсин-приймачем.

2. Показчик швидкості руху кабелю – вольтметр, проградуєований у км/год., який під'єднаний до динамомашини постійного струму, що обертається від ротора сельсин-приймача.

ЕДС, яка утворюється динамомашиною, пропорційна швидкості обертання її ротора, а отже і швидкості обертання ролика блок-балансу.

3. Показчик натягу кабелю – вольтметр, який проградуєований в кг, що вимірює напругу, яка знімається з потенціометра, рухомий контакт якого механічно зв'язаний із динамометром, який встановлений на блок-балансі.

Промислово-геофізичні кабелі

Спуско-підйомні операції в свердловинах при геофізичних роботах здійснюються за допомогою спеціальних кабелів, що одночасно служать лінією зв'язку між свердловинними приладами та наземною апаратурою і несуть механічне навантаження. У зв'язку з цим до кабелів пред'являються особливі вимоги: вони повинні мати достатню міцність, гнучкість, мати

невеликий електричний опір і високу ізоляцію струмопровідних жил.

Використовуються одножильні, трьохжильні та багатожильні кабелі, що за конструкцією поділяються на обмоткові, шлангові та броньовані. Тип кабелю, вибраного для роботи, залежить від геологічних і свердловинних умов.

Умови роботи кабелів дуже різноманітні. Навколишнє середовище, яке їх оточує, може характеризуватися високими температурами (до 200-250° С) і тисками (понад 10^8 Па), наявністю хімічно агресивних речовин у промивній рідині, присутністю нафти і газу в стовбурі свердловини і нерівномірністю перетину стовбура необсадженої свердловини.

У трьохжильних кабелях з обмотковим і шланговим покриттям механічне навантаження несуть струмонесучі жили, у броньованих кабелях – верхня двошарова дротяна броня.

Кожному типу кабелю привласнений шифр, у якому перша буква означає кабель, друга – число жил у кабелі (О – одножильний, Т – трьохжильний, С – семижильний), третя буква – матеріал оболонки (О – обмотковий, Ш – шланговий, Б – броньований), четверта і наступна букви – специфіку кабелю (Д – двох-броньований, Ф – фторопластова ізоляція, Т – теплостійкий, П – жила кабелю покрита поліетиленом), а цифра вказує на мінімальне розривне зусилля. Наприклад, КОБДФ-6 розшифровується в такий спосіб: кабель одножильний, броньований, двох-броньований, із фторопластовою ізоляцією та шеститонним розривним зусиллям (табл. 2.1). Виключення складають марки кабелю КПКО-2, КПКО-6 – кабель з поліетиленовою ізоляцією, каротажний одножильний, ККФБ-1, ККФБ-6 – кабель каротажний із фторопластовою ізоляцією, броньований, КПКТ – кабель з поліетиленовою ізоляцією, каротажний, теплостійкий.

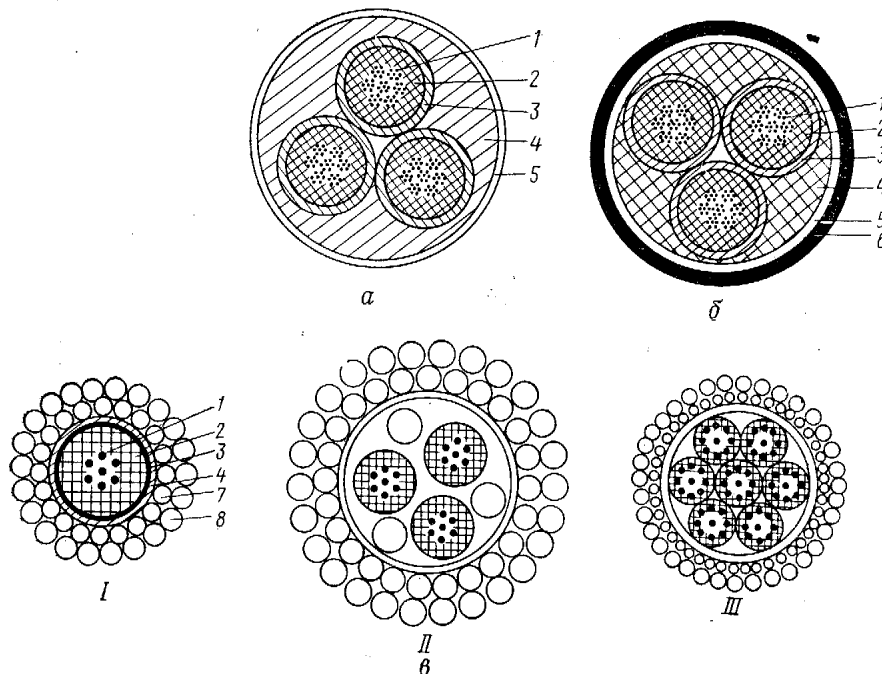
Пристрій кабелів показаний на рисунку 2.4. В даний час найбільше поширення одержали броньовані кабелі, що дозволяють проводити усі види геофізичних робіт, виконувати їх в умовах великих температур і тисків і в свердловинах з високою щільністю промивної рідини. Броньовані кабелі мають малі діаметр і масу, відрізняються невисокою вартістю виготовлення і тривалим терміном експлуатації.

Для механічного й електричного з'єднання кабелю з свердловинними приладами або зондовими установками існують типові кабельні наконечники з голівками або напівмуфтами. Кабельні наконечники та напівмуфти бувають двох типів – для броньованих і неброньованих кабелів. Застосування типових кабельних наконечників забезпечує уніфікацію, взаємозамінність, надійність і швидкість Perez'єднання свердловинних приладів у процесі робіт.

При виробництві геофізичних робіт різними методами істотне значення має надійність лінії зв'язку. Порушення ізоляції в кабелі приводить до перекручування сигналів, часом до повної непридатності їх для подальшої обробки. Криві різних методів, отримані з витоків струму в живильних чи вимірювальних пенях, вважаються шлюбом.

Таблиця 2.1 – Технічні характеристики обмоткових, шлангових і броньованих кабелів

Марка	Число жил	Діаметр, мм	Розривне зусилля, Н	Активний опір жили, Ом/км	Гранична температура, °С
КТО-1	3	16	100	56	—
КТО-2	3	18,8	180	38	—
КТШ-0,3	3	12,4	30	50	—
КТШ-2	3	19,4	180	38	—
КТШ-4	3	25	360	22	—
КПКО-2	1	6,2	240	34	—
КОБДФМ-2	1	6,2	240	34	—
КОБД-6	1	9,6	540	36	120
КОБДФ-6	1	9,3	540	26	180
КОБДП-6	1	9,3	540	34	165
КОБДТ-6	1	8,3	540	18,2	200
КПКО-6	1	9,4	540	30	70
ККФБ-1	1	9,9	790	19	220
КТБД-6	3	12,1	540	30	90
КТБ-6	3	12,1	540	32	120
КТБФ-6	3	12,7	540	30	180
ККФБ-6	3	13,8	980	19	220
КПКТ-6	3	12,1	540	30	70
КСБ-6	7	14,7	540	30	90
КСБ-8	7	17	1200	32	120
КСБФ-6	7	12,1	540	32	180



I, II, III – одно-, трьох- і семижильні броньовані кабелі. 1 – струмопровідна жила кабелю; 2 – гумова ізоляція жили; 3 – зовнішнє покриття жили; 4 – заповнювач; 5 – зовнішня обмотка; 6 – зовнішнє гумове покриття; 7 – внутрішня броньована обмотка; 8 – зовнішня броньована обмотка

Рисунок 2.4 – Пристрій обмоткових (а), шлангових (б) і броньованих (в) кабелів

Основна боротьба з викривленнями, які виникають під дією витоків струму, – контроль за ізоляцією жил кабелю і внутрішніх ланок лабораторії та усунення порушень ізоляції. Опір ізоляції кабелю і проводів, які з'єднують, вимірюється мегомметром. Для цього кабель від'єднують від свердловинного приладу і гумову ізоляцію на кінцях жил кабелю ретельно протирають та просушують. Одну клему мегомметра з'єднують з жилою кабелю, що перевіряється, а другу – з обмоткою кабелю (звложеної, якщо кабель неброньований) або з корпусом лебідки.

Переважно опір ізоляції жили нового (отриманого з заводу) кабелю становить 100-50 МОм на 1 км, при 20°C. У процесі експлуатації він знижується у зв'язку із послабленням ізоляції кабелю.

При геофізичних дослідженнях свердловин необхідно виключити можливість витоків струму із живлячої та вимірювальної ланок на землю і з одної ланки в іншу, тому перед виїздом на свердловину, до і після кожного дослідження перевіряється опір ізоляції кабелю, звичайно за допомогою мегомметра. Мегомметр збуджує напругу до 500 В. Якщо можливий пробій ізоляції приладів, які під'єднані до кабелю, або ізоляції кабелю при даній напрузі, то використовуються омметри.

Зниження опору ізоляції зазвичай буває викликане її пошкодженням в окремих місцях. Після виявлення цих місць і відповідного ремонту, кабель може бути знову застосований для досліджень свердловин.

Одним із способів виявлення місць втрат струму в броньованому кабелі є спосіб Васильєва І.А. Для визначення місця порушення ізоляції кабель перемотується з однієї лебідки на іншу (Рис. 2.5) причому обидві лебідки (або принаймні одна) ізолювані від землі. Пропускається струм від батареї Б (силою 2-8 А) між корпусом (бронєю кабелю) однієї лебідки і корпусом іншої, у результаті чого створюється деяке падіння потенціалу на ділянці броні кабелю (15-25 м) між лебідками. Спостереження проводяться ламповим вольтметром ЛВ підключеним до броні кабелю на одній із лебідок і до одного із кінців жил кабелю через колектор.

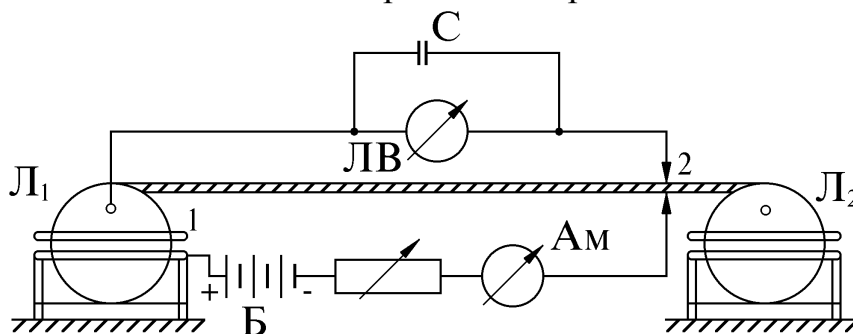


Рисунок 2.5 – Схема визначення порушення ізоляції броньованого кабелю

Місце порушення ізоляції визначається зміною показів вимірювального приладу ЛВ при переміщенні його з однієї лебідки на іншу. Даний спосіб

використовується і при наявності декількох місць порушення ізоляції.

Більш точне розміщення місця втрати в броньованому кабелі, при опорі ізоляції не більш 2 МгОм, визначається за допомогою замірів місткової схеми постійного або змінного струму (Рис. 2.6). Відстань від одного l_1 та іншого l_2 кінців кабелю до місця витоку визначаються за формулами:

$$l_1 = \frac{LR_c}{R_c + R_p} \quad \text{та} \quad l_2 = \frac{LR_p}{R_c + R_p}, \quad (2.1)$$

де R_c і R_p – опори плечей моста, при яких спостерігається положення рівноваги; $L=l_1+l_2$ загальна довжина кабелю, що досліджується.

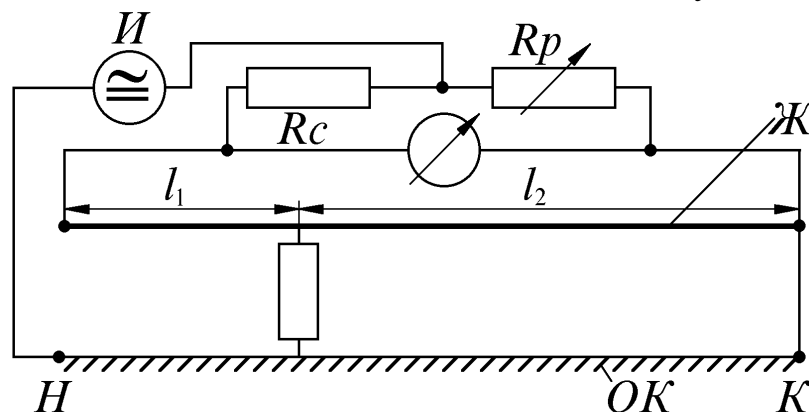


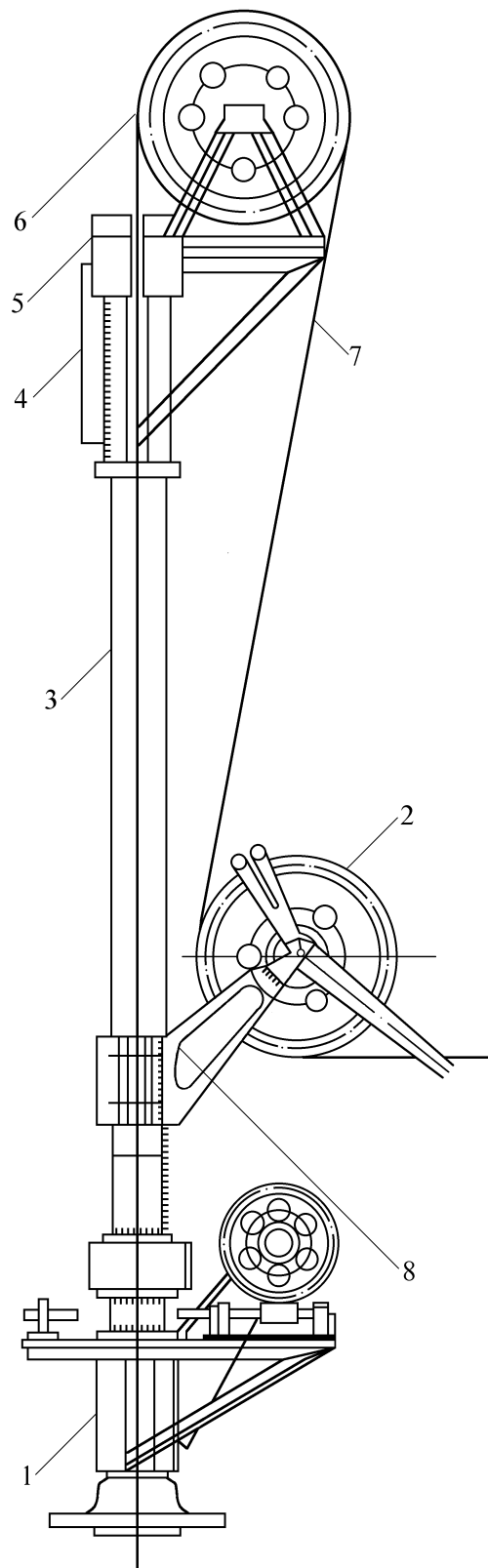
Рисунок 2.6 – Місткова схема визначення порушення ізоляції броньованого кабелю

Лубрикатори

Ряд геофізичних робіт (термічні дослідження, виміри при роботі з радіоактивними ізотопами, визначення водонафтових контактів, перфорація свердловин та ін.) проводяться при герметизованому гирлі свердловин за допомогою лубрикатора. На рисунку 2.7 зображений лубрикатор марки Л-4, який встановлюється на фланці арматури свердловини.

Свердловинний прилад на кабелі вводять спочатку в прийомну камеру 3 лубрикатора, а потім, відкривши підлубрикаторну засувку, опускають його у свердловину. Введення кабелю в лубрикатор герметизується сальником 5. Є лубрикатори різних типів, які використовуються при різних тисках у свердловині. Для роботи з герметизованим гирлом використовуються також гирлові сальники.

Сальник-лубрикатор СЛГ-1. Він призначений для герметизації гирла нафтових свердловин із високим гирловим тиском при спуску глибинних приладів на броньованому кабелі КОБД-4 з одночасною механізацією процесу примусового спуску. Сальник-лубрикатор СЛГ-1 включає ущільнюючий вузол, вузол заштовхування і кронштейн із роликом. Ущільнюючий вузол, який складається з набору шайб, що дроселюються, утворює разом із кабелем лубрикаторне ущільнення, за допомогою якого герметизується гирло свердловини.



1-основа; 2-вимірювальний ролик; 3-приймальна камера; 4-кронштейн; 5-сальник; 6-верхній ролик; 7-кабель; 8-черв'ячне колесо із кронштейном для установки приймаючої камери.

Рисунок 2.7 – Загальний вид лубрикатора Л-4

Вузол заштовхування складається з двох пар здвоєних роликів-шестерень, які зближуючись під дією гирлового тиску, обтискують кабель, що спускається в свердловину за допомогою ручного приводу.

Сальник-лубрикатор СЛГ-1 входить в комплект станцій, які призначені для досліджень свердловин глибинними приладами, що спускаються на кабелі КОБД-4.

2.3 Порядок виконання лабораторної роботи

1. Вивчення будови та призначення підйомників і лебідок.
2. Вивчення пристрою блок-балансу.
3. Вивчення електричних схем приладів контролю за рухом кабелю.
4. Включення макета сельсинної передачі і перевірка впливу на її роботу наступних чинників: а) порядок включення проводів, що з'єднують обмотки роторів, б) зміна гальмівного моменту, який прикладається до ротора приймача, в) різка зміна обертання одного із сельсинів.
5. Ознайомлення із пристроями лубрикаторів.
6. Вивчення типів кабелів, що використовуються, та способів визначення місць порушення ізоляції броньованих кабелів.
 - 6.1. Вивчити будову коси БКЗ;
 - 6.2. Розмотати косу БКЗ;
 - 6.3. За допомогою мегомметра визначити опір ізоляції між центральною жилою кабелю та обмоткою кабелю, а також між електродами зондів БКЗ;
 - 6.4. Результати вимірювання записати у звіті з лабораторної роботи.

2.4 Контрольні питання

1. Що включає в себе промислово-геофізичне обладнання?
2. Призначення та будова підйомника.
3. Призначення та будова лебідок.
4. Призначення, будова блок-балансу та принцип роботи.
5. Призначення сельсинної передачі та її принцип роботи.
6. Призначення датчика натягу кабелю та його принцип роботи.
7. Призначення та класифікація геофізичних кабелів.
8. Принцип визначення місць порушення ізоляції кабелів.
9. Призначення, будова та принцип роботи лубрикаторів.

2.5 Література

1. Дьяконов Д.И., Леонтьев Е.И., Кузнецов Г.С. Общий курс геофизических исследований скважин. М., Недра, 1977. 432 с.
2. Дахнов В.Н. Промысловая геофизика. М., Недра., Гостоптехиздат, 1986, - 692 с.
3. Померанц Л.И., Чукин В.Т. Аппаратура и оборудование для геофизических исследований скважин. М.: Недра, 1978.

Лабораторна робота №3

ВИВЧЕННЯ ЗОНДІВ МЕТОДУ УЯВНОГО ЕЛЕКТРИЧНОГО ОПОРУ (УО)

3.1 Мета роботи

Вивчити принципи класифікації, позначення, характерні значення та пристрої зондів електричного каротажу свердловин. Розрахувати коефіцієнти зондів, масштаби запису та струм живлення для вимірювання питомого опору гірських порід.

3.2 Теорія

Електричний каротаж методу опору є основним і найпоширенішим видом у комплексі геофізичних досліджень свердловин. Даним методом визначається питомий або уявний (залежно від того, досліджуване середовище є однорідним або не однорідним) електричний опір гірських порід шляхом створення в присвердловинному просторі електричного поля та проведення вимірювання його параметрів.

Для цього застосовується вимірювальна установка (Рис. 6.1), яка включає чотири електроди: А, В, М і N. Через два електроди, які називаються струмовими (А і В), пропускають струм I від джерела живлення G , які створюють у породах електричне поле. За допомогою двох інших електродів, які називаються вимірювальними (М і N), проводять вимірювання різниці потенціалів ΔU між двома точками цього електричного поля.

Як видно, у процесі вимірювання в свердловині перебувають три електроди, які розміщуються по одній лінії на певних відстанях. Четвертий електрод звичайно заземлюється поблизу устя свердловини. Сукупність електродів, що опускають у свердловину для вимірювання питомого електричного опору гірських порід, називається зондом електричного каротажу.

Із формули:

$$\rho = K_3 \frac{\Delta U_{MN}}{I_{AB}} \quad (3.1)$$

видно, що є прямий взаємозв'язок між ρ та ΔU_{MN} , при сталих значеннях K_3 (коефіцієнта зонда) і I_{AB} (сили струму в ланці А і В). Таким чином, вимір питомого опору гірських порід зводиться до виміру різниці потенціалів між електродами М і N у масштабі:

$$n = \frac{K_3 \cdot m}{I_{AB}}, \quad (3.2)$$

де n – масштаб запису; m – стала вимірювальної ланки по напрузі, тобто число мілівольтів, що відповідає 1 см шкали приладу, що реєструє.

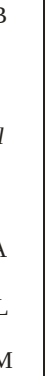
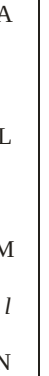
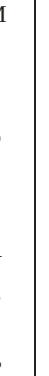
З формула (3.2) видно, що для обраного горизонтального масштабу запису n кривої ρ для даного зонда необхідно відповідно вибрати сталу по напрузі приладу, що реєструє, і розрахувати силу струму в ланці АВ.

У випадку однорідного ізотропного середовища питомий електричний опір, який розрахований за формулою (3.1), відповідає дійсному питомому опору цього середовища. У неоднорідних середовищах ця формула визначає величину так називаного уявного питомого опору:

$$\rho_k = K_3 \frac{\Delta U_{MN}}{I_{AB}}. \quad (3.3)$$

Залежно від питомого опору та геометрії досліджуваних неоднорідностей, уявний опір може бути більшим, меншим або рівним питомому електричному опору середовища, в якому перебувають електроди зонда.

В залежності від комбінації розташування електродів між собою зонди поділяються на потенціал-зонди та градієнт-зонди, які в свою чергу діляться на: послідовні (підшвенні); обернені (покрівельні); двополюсні (взаємного живлення); однополюсні (прямого живлення); ідеальні; неідеальні (реальні) (Рисунок 3.1).

Потенціал-зонди				Гرادієнт-зонди			
Послідовні		Обернені		Послідовні		Обернені	
Одно- полю- сні	Дво- полю- сні	Одно- полю- сні	Дво- полю- сні	Одно- полю- сні	Дво- полю- сні	Одно- полю- сні	Дво- полю- сні
							

- – електроди (А, В, М, N); * – точка запису; l – відстань між одноіменними електродами А і В, або М і N; L – відстань між різноіменними електродами А і М.

Рисунок 3.1 – Класифікація зондів методу електричного опору

Із рисунка 3.1 видно, що потенціал-зонди – це такі, в яких відстань між одноіменними (парними) електродами А, В або М, N набагато більша (в 5 - 10 разів), ніж між різноіменними (непарними) А і М (L), тобто $l \gg L$.

Градiєнт-зонди – це такі, для яких $l < L$.

Послідовні зонди – це такі, у яких одноіменні електроди знаходяться нижче від різноіменних.

Обернені (покрівельні) зонди – це такі, в яких одноіменні електроди знаходяться вище різноіменних.

Однополюсні – це такі, в яких у свердловині знаходиться один електрод струму (А).

Двополюсні – це такі, в яких у свердловині знаходяться два електроди струму А і В.

Ідеальний потенціал-зонд – це такий, в якого $l \rightarrow \infty$.

Ідеальний градієнт-зонд – це такий, в якого $l \rightarrow 0$.

Крім цього зонди характеризуються:

- коефіцієнтом,
- розміром,
- точкою запису.

Точка запису в потенціал-зонді знаходиться посередині між різноіменними електродами:

$$* = \frac{AM}{2} = \frac{L}{2}. \quad (3.4)$$

Точка запису в градієнт-зонді знаходиться посередині між одноіменними електродами:

$$* = \frac{AB}{2} = \frac{MN}{2} = \frac{l}{2}. \quad (3.5)$$

Розмір потенціал-зонда L_3^n – це відстань в метрах між різноіменними електродами (L), тобто:

$$L_3^n = L. \quad (3.6)$$

Розмір градієнт-зонда L_3^r – відстань між точкою запису і різноіменним електродом (А або М), тобто:

$$L_3^r = L + \frac{l}{2}. \quad (3.7)$$

Коефіцієнт зонда розраховується за формулами:
для однополюсного зонда:

$$K_3^o = 4\pi \frac{AM \cdot AN}{MN}, \quad (3.8)$$

для двополюсного зонда:

$$K_3^0 = 4\pi \frac{AM \cdot BM}{AB}. \quad (3.9)$$

Розмірність коефіцієнта зонда в метрах.

Глибина дослідження зонда оцінюється радіусом дослідження. Під радіусом дослідження розуміється радіус сфери в однорідному середовищі необмеженої потужності. Виходячи із цього, вважають, що радіус дослідження градієнта-зонда приблизно співпадає із його розміром АО, а радіус дослідження потенціалу-зонда відповідає його подвоєному розміру, тобто 2АМ. Отже, при однаковому розмірі зондів радіус дослідження потенціалом-зондом приблизно у два рази перевищує радіус дослідження градієнтом-зондом.

3.3 Порядок виконання роботи

1. Ознайомитися з особливостями вимірювання питомого електричного опору гірських порід у свердловинах.
2. Вивчити принципи класифікації зондів електричного каротажу.
3. Дати повну характеристику (розмір і точка запису) зондів, які запропоновані викладачем.
4. Розрахувати коефіцієнти для запропонованих зондів і вказати необхідні струми при заданих масштабах n реєстрації кривих ρ_k і сталої по напрузі m вимірювальної ланки.

Результат розрахунку, привести в таблиці:

№ п/п	Зонд	Коефі- цієнт зонда	Величина струму I , мА				
			$n=$ $m=$	$n=$ $m=$	$n=$ $m=$	$n=$ $m=$	$n=$ $m=$

При розрахунках струму живлення А і В значення n і m вибираються рівними:

$n=0.5; 1.0; 5.0; 10.0; 100.0$ Ом/см;

$m=0.5; 0.75; 1.5; 3.75; 7.5; 15.0; 37.5; 75; 150$ мВ/см

Розрахована величина струму не повинна перевищувати 1.5 мА.

3.4 Контрольні запитання

1. Чому градієнт і потенціали-зонди отримали такі назви?
2. Які зонди електричного каротажу називаються ідеальними?
3. Як змінюється коефіцієнт зонда при зближенні парних електродів

(для градієнт зонда) і віддалені одного з них (для потенціалу-зонда)?

3.4 Література

1.Дьяконов Д. И., Леонтьев Е. И., Кузнецов Г. С. Общий курс геофизических исследований скважин. - М: Надра, 1977, с.50-52.

2.Интерберг С.С. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. - М: Надра, 1972, с.53-57

Лабораторна робота №4 ВИВЧЕННЯ БУДОВИ І ПРИНЦИПУ РОБОТИ ПРИЛАДУ КСП

4.1 Мета роботи

1. Вивчити принципові схеми виміру ОУ і ПС на одножильному броньованому кабелі.
2. Ознайомитися з принципами поділу різних сигналів, як у свердловинах, так і у наземній апаратурі.
3. Ознайомитися із особливостями різночутливого випрямлення різниці потенціалів.
4. Навчитися перевіряти працездатність (тобто справність) приладу (здійснити комутації, індикацію, перевірити «нуль» та «стандарт-сигнал»).

4.2 Теоретичні основи

Принципові схеми електричного каротажу розрізняються в залежності від каротажного кабелю, на якому проводяться виміри.

При виконанні лабораторної роботи З Ви ознайомилися із принципом виміру ρ_k в загальному і, зокрема, в свердловинних умовах із застосуванням трьохжильного кабелю. Із принципових схем виміру ρ_k видно, що необхідно мати дві ланки: струменеву для електродів А і В, та вимірювальну для електродів М і N і в залежності від того, скільки використовується жил кабелю для цих ланок, застосовують різні способи поділу даних сигналів.

Апаратури КСП розрахована на роботу з каротажний броньованим кабелем. Є три модифікації даної апаратури (КСП-1, КСП-2 і КСП-3), що розрізняються термостійкістю, розташуванням електродів у багато-електродному зонді та кількістю вимірювальних каналів. Основною відмінною ознакою апаратів КСП є застосування телевимірювальної системи із частотною модуляцією вимірюваного сигналу та частотним поділом каналів (в апараті УСП-3 доповнено тимчасовою селекцією).

Нижче розглядається найбільш розповсюджена модифікація апаратури КСП-1, КСП-2. Апаратура має три вимірювальних частотних канали і забезпечує за три цикли (при спуско-підйомних операціях) вимірювання 7 зондами комплексу БКЗ:

Цикл 1 – А2.0М0.5N N0.5М2.0A N6.0М0.5A	Цикл 2 – А2.0М0.5N А1.0М0.1N А0.4М0.1N	Цикл 3 – А8.0М1.0N А4.0М0.5N резистивіметр
--	--	--

У кожному циклі одночасно з трьома кривими УО може бути записана крива ПС. Межі вимірювання уявного опору складає для зондів А0.4М0.1N, N6.0М0.5A – 0.2-200 і 1-1000 Ом, для інших зондів – 0.2-200, 1-1000 і 5-5000 Ом, для резистивіметра 0.02-20 Ом. Перехід з однієї межі виміру на іншу здійснюється за сигналом із наземної апаратури.

Свердловинний прилад апаратури діаметром 70 мм розрахований на роботу при температурі до 180°C і тиску до 1000 МПа. Блок-схема апаратури

КСП-2 показана на рисунку 4.1. Вона складається з свердловинного приладу 3 із багатоелектродним зондом і наземного пульта керування 1.

Свердловинний прилад живиться за допомогою кабелю змінним струмом частотою 300 Гц від генератора 2 лабораторії АКС/Л-7. Даний струм використовується для живлення електрода A_1 або A_2 багатоелектродного зонда та електронної схеми свердловинного приладу через трансформатор 3 Тр 6 і струменевий випрямляч 3 ВС.

Пари вимірювальних електродів MN, які утворюють при кожному циклі вимірювання разом з електродом A_1 або A_2 необхідні заряди, підключені до відповідних вхідних трансформаторів. Вимірювальні електроди M_2N_2 , M_3N_3 , M_4N_4 вимірюють напругу через вхідні трансформатори 3 Тр 2 – 3 Тр 4, перемикач 3 В1, надходять у відповідні частотні модулятори 3 ЧМ 1 – 3 ЧМ 3 трьох вимірювальних класів. За допомогою вхідних трансформаторів вимірювані напруги приводяться з врахуванням коефіцієнта зонда до однакового для всіх зондів рівня.

Частотний модулятор представляє собою генератор, частота якого змінюється залежно від вхідної (модулюючої) напруги. У нашому випадку під дією вимірюваної напруги утвориться: частотно-модульований сигнал, частота f коливань якого рівна:

$$f = f_0 + \Delta f \cdot \cos 2\pi f_c t,$$

де f_0 – несуча частота модулятора, яка отримується при відсутності модулюючої напруги; f_c – частота модулюючого (вимірювального) сигналу; Δf – приріст частоти, пропорційний амплітуді модулюючої (вимірювальної) напруги.

За допомогою частотного модулятора відбувається перетворення амплітуди вимірюваного сигналу в частоту модульованого сигналу. В апаратурі КСП несучі частоти f_0 обрані рівними: для I каналу – 25,7 кГц, для II каналу – 14 кГц і для III каналу – 7,8 кГц. Сигнали з виходів модуляторів 3 ЧМ 1 – 3 ЧМ 3 сумуються, підсилюються підсилювачем потужності ЗУМ і через конденсатор 3С1 подається на жилу ЖК й обмотку кабелю (броньованого) ОК. Конденсатор 3С1 не пропускає на підсилювач ЗУМ живлячу напругу частотою 300 Гц, а дросель 3 Др1 запобігає шунтуванню високочастотних сигналів ланкою електрода А (A_1 , A_2). З електрода А на жилу кабелю ЖК також подається напруга ПС.

Для встановлення масштабу запису кривих ПС можна замість сигналів з електродів М і N у вимірювальні капаки (за допомогою перемикача 3 В1) подавати, стандарт-сигнали, які знімаються із резистор 3R_{cl} у ланці струменевого електрода.

Високочастотні сигнали і сигнал ПС по кабелю попадає на наземний пульт 3, що містить роздільні фільтри, елементи схеми трьох каналів УО і каналу ПС, а також схему керування свердловинним приладом.

Канали УО захищені від живлячої напруги частотою 300 Гц фільтром високих частот І ФВЧ. Виділений сигнал відповідної частоти в кожному каналі підсилюється і обмежується за амплітудою підсилювачем-обмежувач ІП01-ІП03, на виході якого отримуємо напругу прямокутної форми з сталою амплітудою та частотою, яка коливається біля несучої частоти даного каналу. Дана напруга надходить у частотний детектор ІЧД1-ІЧД3, за допомогою якого вона перетворюється в напругу з частотою 300 Гц, пропорційно вимірюваному сигналу на електродах М і N. Після чого виділена низькочастотна напруга та очищення від високочастотних складових фільтром низьких частот ІФНЧ1-ІФНЧ3 підсилюється лінійним підсилювачем ІП1-ІП3. З підсилювача дана напруга поступає на фазочутливий випрямляч ІФЧВ1-ІФЧВ3, а після випрямлення – ввипряяєння у відповідний вимірювальний канал реєстратора каротажної станції.

У фазочутливі випрямлячі опорна напруга подається з резистора $IR_{оп}$ через регулятори фази ІРФ1-ІРФ3. Синфазність опорної та вимірювальної напруги забезпечують шляхом регулювання фази опорної напруги за максимумом стандарт-сигналу.

Канал ПС відділений від ланки живлення і каналів УО фільтром ІДр2-ІС₂. Через нестабільність електродного потенціалу електрода А при пропусканні через нього змінного струму для забезпечення необхідної точності виміру ПС іноді доводиться проводити не одночасно із УО, а окремо, при виключеному струмі живлення свердловинного приладу. Для запобігання замикання високочастотного сигналу ПС через генератор 2 у струменевій ланці встановлений дросель ІДр1 і конденсатор ІС1.

Перехід від однієї групи зондів до іншої (від одного циклу вимірів до іншого), одержання нуля і стандарт-сигналів; а також зміна межі виміру УО здійснюється за допомогою перемикача ЗВ1. Електромагнітний привід перемикача спрацьовує при подачі з поверхні напруги постійного струму.

Зонд свердловинного приладу містить 14 електродів (3 складають резистивіметр), з яких 2 є струменевими (A_1 , A_2), а інші – вимірювальними.

4.3 Порядок виконання роботи

1. Після одержання допуску до виконання даної роботи, на підставі знань принципу роботи приладу за блок-схемою (Рис. 4.1), приступають до ознайомлення блоків у наявності та до вивчення принципової електричної схеми приладу і наземної апаратури.

2. Збирають схему приладу для перевірки його на працездатність у наступній послідовності:

- приєднують ЖК і ОК приладу до аналогічних гнізд в станції АКС/Л-7;
- замикають електроди A_1 і A_2 на ОК;
- перевіряють і градуують схему комутації, натискають кнопку «ком» до встановлення стрілки на мінімальному показі індикаційного

- приладу, ручкою «нуль індикації» виводять його стрілку на шкали;
- регулюють фази опорної напруги каналів УО – переводять схему комутації в позицію «стандарт-сигнал» і ручками «фаза» домагаються максимальних показів приладів візуального контролю;
 - компенсують початковий сигнал – перемикають схему комутації в позицію «нуль-сигнал» і ручками «нуль-сигнал» виводять білки гальванометрів кожного каналу на нуль шкали;
 - виконують попередню установку масштабу запису – у позиції схеми комутації «стандарт-сигнал» 40 Ом, регулюванням рівня вихідного сигналу ручками «вихід» домагаються відхилення білків других гальванометрів (чутливість 1:5) кожного каналу на 8 см шкали, при цьому для меж вимірювання 200; 1000 і 5000 Ом отримують масштаби запису за основним гальванометром відповідно 1.5 і 25 Ом;
 - за звичайною методикою (за допомогою градуйованого компенсатора поляризації) встановлюють масштаб запису кривої ПС.

3. Після розглянутих операцій дається висновок про працездатність приладу до роботи в свердловинних умовах.

4.4 Контрольні питання

- 1.3 якою метою при електричному каротажі для живлення струменевих електродів використовується змінний струм?
2. Яким способом здійснюється в приладі КСП розділення електричних сигналів струменевої та вимірювальної ланок?

4.5 Література

1. Комаров С.Г. Геофизические методы исследования скважин. – М.: Надра, 1973, с. 82-84.
2. Померанц Л.И., Чукин В.Т. Аппаратура и оборудование для геофизических методов исследования скважин. – М.: Надра; 1978, с. 137-144.

Лабораторна робота №5 ВИВЧЕННЯ БУДОВИ І ПРИНЦИПУ РОБОТИ АПАРАТУРИ БОКОВОГО КАРОТАЖУ (АБКТ)

5.1 Мета роботи

Метою даної роботи є вивчення різних пристроїв реєстрації діаграм методом екранованих зондів, вивчення принципових електричних схем приладів і більш детально вивчити принцип роботи апаратури АБКТ.

5.2 Теоретичні основи

Метод екранованих зондів є різновидом методу уявного опору. Основна відмінність полягає в тому, що в даному методі здійснюється фокусування струму, який виходить із центрального електрода A_0 . Завдяки цьому струм центрального електрода A_0 утворює електричне поле в породах у формі горизонтального тонкого пучка силових ліній, спрямованого перпендикулярно до осі свердловини (Рис.5.1). Фокусування струму центрального електрода A_0 здійснюється за допомогою екранованих електродів A_1 - A_2 (іноді їх називають фокусуючими) за рахунок того, що центральний електрод A_0 і екранні електроди A_1 - A_2 однополярні та перебувають під одним і тим же потенціалом.

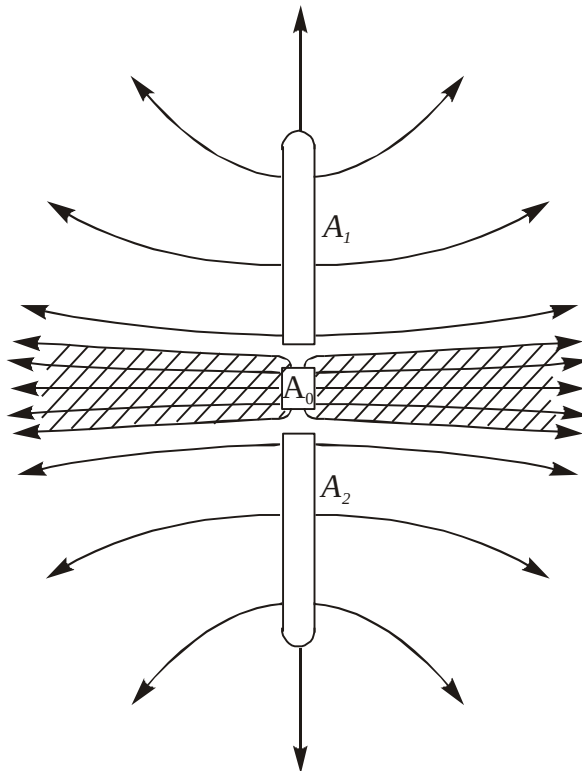


Рисунок 5.1 – Характер розподілу струменевих ліній в однорідному середовищі для трьохелектродного зонда БК

У даний момент існують 3-х, 7-и і 9-и електродні різновиди бокового каротажу. Вся задача методу бокового каротажу полягає в позбавленні від впливу екранних ефектів, які мають місце в методі БКЗ. Даний ефект

досягається збереженням постійної сили струму від центрального електрода A_0 за допомогою застосування екранованих електродів A_1 і A_2 та автоматичного регулювання сили струму в електроді A_0 або одночасного роздільного вимірювання зміни сили струму через центральний електрод A_0 і зміни різниці потенціалів у ланці вимірювальних електродів.

5.3 Принцип роботи апаратури АБКТ

Апаратури АБКТ (Рис. 5.2) складається із свердловинного приладу з електричним зондом, блоку керування, встановленого в панелі ВПЧМ і пульта логарифмічних перетворювачів. Свердловинний прилад складається з вимірювальної системи передачі інформації, вимірювального підсилювача сигналу струму центрального електрода електромагнітного перемикача B_1 , ланок живлення змінного та постійного струмів, блоку вимірювальних трансформаторів і зондової установки.

Живлення свердловинного приладу постійним і змінним струмом здійснюється через блок керування, який розташований у панелі ВПЧМ. Свердловинний прилад з'єднується із блоком керування через електричний зонд одножильним блокованим кабелем.

Вимірювання УО методом БКЗ проводиться шляхом виміру потенціалу між вимірювальними електродами зондової установки при стабільній величині струму живильного електрода. Вимірювальні величини передаються на реєстратор через телеметричну систему.

Телеметрична система передачі інформації представляє собою три частотних перетворювачі з несучими частотами 7,8; 14; 25,7 кГц і суматор Σ .

Сумарний сигнал із вторинної обмотки трансформатора $Tr\ 14$ надходить на блок керування по ЦЖК та обмотці кабелю.

У блоці керування сигнали через високочастотний фільтр надходять на вхідний тенюатор панелі ВПЧМ. У даній панелі відбувається фільтрація, посилення, демодуляція й фазочутливе детектування ЧМ-сигналів. Продетектовані сигнали з панелі ВПЧМ надходять на реєстратор або на пульт логарифмічних перетворювачів.

Вимір УО при боковому каротажі БК здійснюється шляхом роздільного виміру величини струму I_0 , що протікає через центральний електрод A_0 і напруги на екрануючому електроді U_x .

Виміряні величини U_∞ й I_0 передаються на пульт логарифмічних перетворювачів, де проводиться їх логарифмування з наступним перетворенням для одержання логарифма уявного питомого опору.

Вимірювання напруги U_∞ проводиться шляхом виміру напруги між екранним електродом A_e і питомим електродом N_∞ , який розташований на зонді. Дана напруга через трансформатор $Tr\ 4$ передається по II каналі ЧМ. Вторинна обмотка трансформатора $Tr\ 4$ виконана з відводами, що дозволяє шляхом перемикачів розширити межу вимірювання.

Вимірювання величини струму I_0 проводиться шляхом виміру спаду

напруги на опорі шунта Π_n , який включений між центральним та екранним електродами.

Напруга, що знімається із шунта Π_n , яка пропорційна величині струму I_0 , через трансформатор Тр 12 надходить на вхід підсилювача сигналу струму центрального електрода. З виходу підсилювача сигнали струму центрального електрода на входи частотних перетворювачів I та III каналів надходять два сигнали з відношенням 1:10 для подальшої передача параметра на поверхню.

Випрямлені панеллю ВПЧМ сигнали, пропорційні I_∞ та I_0 , подаються на пульт логарифмічних перетворювачів ПЛП, із виходу якого на фотореєстратор надходить сигнал, який рівний:

$$\lg U_\infty - \lg I_0 = \lg \frac{U_\infty}{I_0} = \lg \rho_k$$

Блок керування БК виконаний на уніфікованому змінному шасі, яке вставляється у відповідне гніздо панелі ВПЧМ. На панелі блоку керування розташовані:

- перемикач режиму роботи свердловинного приладу із двома положення «Викл.» та «Вкл.» для передачі напруги живлення та запису ПС (у положенні «Викл.»);

- кнопка «Комутація» для комутації свердловинного перемикача;

- клеми «ЦЖК» та «ОК»;

- сигнальна лампочка для контролю включення живлення.

Перемикання позицій ряду робіт у свердловинному приладі здійснюється електромагнітним перемикачем, який має 6 напрямків (6 плат) і 22 положення. Під час роботи приладу електромагніт перемикача перебуває під струмом, у момент вимикання струму відбувається спрацьовування електромагніта – перехід на наступну позицію повзунків $B_1-1 + B_1-6$.

Перемикач здійснює наступні операції:

Цикл	Положення перемикача	Хід робіт	Канали	Межі вимірювання
I	1	Стандарт-сигнал БКЗ 200 0м	I, II, III	
	2	Нуль-сигнал БКЗ		
	3	Стандарт-сигнал БКЗ 40 0м		
	4-5-6	A2M0.5	I	200,1000,5000
		N0.5M2.0A	II	200,1000,5000
		N6.0M0.5A	III	200,1000,1000
II	7	Нуль-сигнал БКЗ	I, II, III	
	8	Стандарт-сигнал БКЗ - 40 0м		
	9-10-11	A2.0M0.5N	I	200,1000,5000
		A1.0M0.1N	II	200,1000,5000
		A0.4M0.1N	III	200,1000,1000

III	12	Стандарт-сигнал БКЗ 40 См	I, II, III	
	13-14-15	A8.0M1.0		
		A4.0M0.5		
		Резистивіметр		
IV	16	Стандарт-сигнал БК	I, II, III	5.5мА, 2В, 10В, 20В, 5,5мА
	17	Нуль сигнал БК	I, II, III	
	18	Стандарт сигнал БК	I, II, III	5.5мА, 2В, 10В, 20В, 5,5 мА
	19	Вимірювання БК	I, II, III	1-55мА, 0,04 В 0,1-5,5мА
	20	Вимірювання БК	I, II, III	1-55мА, 0,2-10В 0,1-5,5мА
	21	Вимірювання БК	I, II, III	1-55мА, 0,4-20В 0,1-5,5мА
V	22	ПС	Гальванометр	

Індикація положень здійснюється за допомогою показів стрілочних приладів панелі ВПЧМ згідно вищенаведеної таблиці.

Плити В_I-1 + В_I-3 служать для комутації зондових трансформаторів і вихідного трансформатора підсилювача струму центрального електрода із частотними перетворювачами; плита В_I-4 служить для підключення відповідно струменевих електродів А₁, А₂ та А_е (залежно від типу робіт) до ланки стабілізованого струму 300 Гц; плита В_I-5 підключає ланку загального мінуса до заземленого шасі при записі БК або до електрода А₂ при записі БКЗ і ПС; плита В_I-6 комутує вхід підсилювача з катодним повторювачем і ланками нуль-сигналу та стандарт-сигналу.

Живлення змінним струмом частоти 300 Гц здійснюється через конденсатор С₁₀...С₁₆ і високочастотний дросель Др₁, який служить для поділу ланки живлення та високочастотних сигналів від суматора. Ланка живлення постійного струму відділена від ланки змінного струму фільтром Др₁₂ С₁₈-С₂₄ та Др₃ С₃₅-С₃₁.

3 резисторів R₂₄ та R₂₇, що є погашають ланку розжарювання ламп, знімаються також напруги +140 В і +100 В для живлення анодних ланок перетворювачів і підсилювача.

Розжарення лампи суматора Л₄ живиться змінним струмом 300 Гц від трансформатора розжарення Тр₁₃. Вхідні трансформатори зондової установки Тр₁-Тр₃ і Тр₅-Р₈ служать для ведення рівня сигналів, які надходять від вимірювальних електродів, різних зондів до одного діапазону, і передачі їх на частотні перетворювачі.

Вимірювальні електроди кожного зонда з'єднані з первинною обмоткою свого вхідного трансформатора (ввід 1 і 2). Вторинні обмотки

трансформаторів виконані з відводами, що дозволяє реєструвати граничні значення уявних опорів 200, 1000 та 5000 Ом.

Трансформатор резистивіметра T_r не має відводів, так як його вимірювальний діапазон укладається в робочий діапазон перетворювача.

Більше детальне вивчення апаратур АБКТ здійснюється у процесі виконання лабораторної роботи з використанням принципової електричної схеми свердловинного приладу, панелі ВПЧМ станції АКСл-7 і додаткової інструкції, в якій дається порядок перевірки працездатності апаратури.

5.4 Порядок виконання роботи

Після детального вивчення конструкції приладу в дійсності та принципу роботи функціональної та електричної схеми апаратури АБКТ приступають до перевірки й працездатності, для цього необхідно:

1. Зібрати схему для перевірки роботи каналу БК згідно Рис. 5.3.
2. Встановити на магазині-еквіваленті R_e опір 0,4 Ом, а на магазині-еквіваленті R_0 - опір 1000 Ом.
3. Включити апаратуру, встановити змінний струм живлення свердловинного приладу 500 ± 5 мА, постійний – 195 ± 5 мА.
4. Встановити свердловинний перемикач у положення 16 (стандарт-сигнал БК) і зробити фазирування вимірювальних каналів панелі ВПЧМ за максимумом вихідної напруги.
5. Свердловинний перемикач встановити в положення 17 (нуль-сигнал БК) і компенсувати вихід кожного каналу панелі ВПЧМ за допомогою потенціометрів «вст.нуля».
6. Встановити свердловинний перемикач у положення 18 (стандарт-сигнал БК) і за допомогу потенціометрів регулювання чутливості каналів ВПЧМ встановити напругу на виході 1-го каналу - 25 мВ, а на виході 2-го та 3-го каналів по 250 мВ. При цьому стрілки вимірювальних приладів панелі ВПЧМ повинні перебувати на відмітці «25» (шкала 100 мВ) у першому каналі та «50» (шкала 500 мВ) – другому й третьому каналах.
7. Встановити свердловинний перемикач у положення 19 (вимір БК).
8. Розірвати ланку струму центрального електрода ($R_0 = \infty$).
9. Переконаєтеся у відповідності стандарт-сигналів БК сигналам, отриманим при струмі центрального електрода $I_0 = 5,5$ мА, $U_\infty = 2$ В (10, 20 В).
10. Змінюючи опір у ланках центрального та екранного електродів відповідно до табл.1, оцінити нелінійність «чутливого» струменевого каналу в діапазоні струмів центрального електрода від 0,1 до 5,5 мА та «Грубо» струменевого каналу в діапазоні від 1 до 55 мА, а також нелінійність каналу «напруги» у діапазоні від 0,1 до 10 В.

Таблиця 5.1

R_0 , Ом	10000	1000	1000	1980	980	180
R_e , Ом	0,2	1,0	2,0	20,0	20,0	20,0
I_0 , мА	0,1	0,5	1,0	5,0	10,0	50,0

Нелінійність за струмовими каналами та каналу напруження в зазначених діапазонах повинна бути не гірше 5% відносно стандарт-сигналів.

5.5 Контрольні питання

1. Коли доцільно застосовувати боковий каротаж?
2. Модифікації зондів методу БК.
3. Від чого залежать радіус дослідження в боковому каротажі?

5.6 Література

1. Померанц Л.И., Чукин В.Т. Аппаратура и оборудование геофизических методов исследования скважин. – М: Недра, 1978, с.167-176.
2. Дьяконов Д.И., Леонтьев Е.И., Кузнецов Г.С. Общий курс геофизических исследований скважин. – М.: Недра, 1977, с.85-96.

Лабораторна робота №6

ВИВЧЕННЯ БУДОВИ І ПРИНЦИПУ РОБОТИ АПАРАТУРИ ІНДУКЦІЙНОГО КАРОТАЖУ (АИК-М)

6.1 Мета роботи

Метою роботи є ознайомлення з різноманітністю використання апаратури при індукційному каротажі, вивчити функціональні та електричні схеми і вміти перевіряти працездатність апаратури АИК-М.

6.2 Теоретичні основи

У даний час індукційному каротажу дослідження свердловин надається велике значення. Це пов'язано з тим, що індукційний каротаж має ряд специфічних особливостей, які вигідно відрізняють його від інших електричних методів. У той же час вивчення індукційним каротажом питомої електропровідності гірських порід $\sigma=1/\rho$ у порівнянні з питомим електричним опором ρ , що вивчається стандартними електричними методами, дозволяє в ряді випадків проводити надійне співставлення між ними та отримати додаткову інформацію про розріз і особливо про породи низького питомого опору. Особливий інтерес представляє індукційний каротаж при дослідженні сухих свердловин і свердловин, які заповнені буровим розчином на нафтовій основі.

За допомогою зонда індукційного каротажу в породах, що складають розрізи свердловин, збуджується електромагнітне поле. У результаті цього в породах, що оточують зонд, індукуються вихрові струми. Останні утворюють вторинне магнітне поле, напруженість якого визначається питомою електропровідністю та магнітною проникністю середовища. Отже, при зміні електропровідності та магнітопроникності середовища вторинне магнітне поле буде функцією даних величин при збереженні інших умов незмінними. Збудження електричного поля в породах проводиться генераторною котушкою, через яку пропускається змінний струм частотою 20-50 кГц. Сигнал, що реєструється, знімається з приймальної котушки, в якій вторинне магнітне поле індукує ЕРС. Генераторна та приймальна котушки індукційного зонда встановлені на ізолюваному магнітному стержні, на деякій відстані L одного від іншого, що називається розміром зонда. Спрощена модель індукційного зонда зображена на рисунку 6.1.

Індукційний каротаж базується на вивченні розподілу електромагнітного поля в просторі, яке оточує зонд, в залежності від електропровідності середовища. Простір, що оточує індукційний зонд, можна розглядати як суму елементарних витків, які мають форму кілець, центр яких розміщений на осі свердловини. Вторинне магнітне поле елементарного витка індукує в приймальній котушці ЕРС, величина якої виражається наступним виразом:

$$EPC_{n.к.} = K_n \cdot B_n \cdot \sigma,$$

де K_n – коефіцієнт зонда:

$$K_n = \frac{\pi \cdot \nu^2 \cdot I_z \cdot S_n \cdot n_n \cdot S_z \cdot n_z}{L};$$

B_n – параметр простору:

$$B_n = \frac{L}{2} \cdot \frac{r^3}{R_z^3 \cdot R_n^3};$$

ν – частота струму в генераторній котушці; μ – магнітна проникність середовища, що досліджується; n_z , n_n – кількість витків у генераторній та приймальній котушках; S_z , S_n – площа витків.

6.3 Принцип роботи апаратури АИК-М

Апаратури АИК-М (Рис. 6.2) складається із свердловинного приладу та блоку керування.

Для живлення свердловинного приладу обробки та реєстрації інформаційних сигналів, які надходять від свердловинного приладу, використовується уніфіковане джерело живлення та вимірювальна панель частотної модуляції. Блок керування служить для передачі стабілізованого постійного струму в свердловинний прилад від уніфікованого джерела живлення, виділення та передачі на вхід панелі частотної модуляції інформаційного сигналу, виділення і підсилення опорної напруги 380 Гц, необхідної для роботи фазочутливого детектора панелі частотної модуляції.

Рисунок 6.2 – Структурна схема апаратури АИК-М

Інформаційні сигнали передаються на поверхню по одножильному кабелі за допомогою телевимірювальної системи із частотною модуляцією.

При вимірі питомої електропровідності порід, які перетинаються свердловиною, у генераторній котушці L_5 індукційного зонда від генератора Г1 50 кГц збуджується змінне магнітне поле (первинне поле, що створює в навколишньому провідному середовищі вихрові струми, величина яких залежить від електропровідності середовища). Вихрові струми збуджують вторинне магнітне поле, яке сприймається вимірювальною котушкою L_2 .

Для компенсації електрорушійної сили ЕРС, наведеної у вимірювальній ланці зонда первинним магнітним полем, та зменшення впливу свердловини генераторна і вимірювальна ланки містять по дві допоміжні котушки L_1 , L_4 , і L_3 , L_6 . ЕРС, яка індукується полем вихрових струмів, є корисним сигналом і підлягає реєстрації. З метою підвищення

стабільності в апаратурах реєструється активна складова ЕРС, яка співпадає по фазі з струмом у генераторній ланці зонда.

З метою встановлення можливості застосування уніфікованої телевимірювальної системи із частотною модуляцією в апаратурах застосовується перетворення частоти сигналу (50 кГц і 380 Гц).

З вимірювальної лінії зонда сигнал через підсилювач високої частоти ПВЧ надходить на амплітудний маніпулятор АМ, де він маніпулюється за амплітудою напругою низької частоти (380 Гц), що надходить із генератора G_2 .

Амплітудно-маніпульований сигнал через катодний повторювач КП надходить на вхід фазочутливого детектора ФЧД. На інший вхід детектора подається опорна напруга, яка знімається з генератора високої частоти G_1 через фазообертач.

У ФЧД амплітудно-маніпульований високочастотний сигнал перетворюється в напругу низької частоти, амплітуда якого пропорційна активній складовій високочастотного сигналу синфазної з опорною напругою.

Сигнал низької частоти через підсилювач низької частоти ПНЧ надходить на вхід частотного перетворювача ПЧ, де перетворюється в частотно-модульований високочастотний сигнал (несуча частота 14 кГц).

Частотно-модульований сигнал і напруга низької частоти, яка необхідна для роботи фазочутливого детектора панелі модуляції, надходять на вхід узгоджуючого підсилювача УП, підсилюються і по кабелі передаються на поверхню в блок керування.

Блок керування забезпечує виділення інформаційного сигналу та опорного сигналу низької частоти і передачу їх у панель частотної модуляції.

У панелі частотної модуляції інформаційний сигнал перетвориться в повільно змінну напругу постійного струму, величина якого пропорційна активній складовій сигналу з індукційного зонда, і подається на реєстратор.

6.4 Порядок виконання роботи

Після ретельного зовнішнього огляду апаратури і детального вивчення функціональної та електричної схем приладу приступають до перевірки їх працездатності, для чого необхідно виконати наступне:

1. З'єднати панель частотної модуляції з реєстратором.
2. Підготувати до роботи джерело живлення.
3. Встановити регулятором стабілізованого струму за допомогою стрілочного індикатора джерела живлення струм живлення свердловинного приладу, який зазначений у паспорті (330 ± 10 мА). Збільшення струму проводиться поступово: 100, 200, 330 мА, з витримкою в кожному з положень 10-15 секунд. Через 10-15 хвилин після включення апаратури при необхідності відкоригувати струм живлення.

4. Встановити за допомогою регулятора «Опорний сигнал» блоку

керування стрілку індикатора блоку керування на відмітку 800.

5. Нажати та відпустити кнопку «Комутація» блоку керування і за допомогою індикатора каналу 14 кГц панелі частотної модуляції, проконтролюйте включення стандарт-сигналу.

6. Регулятором фази панелі частотної модуляції встановити максимальні покази індикатора та зафіксуйте його.

7. Виключити стандарт-сигнал, для чого струм живлення свердловинного приладу зменшити до 0 на 3-5 секунд, а потім знову встановити попереднє його значення. Проконтролювати відключення стандарт-сигналу за допомогою стрілочного індикатора в панелі частотної модуляції.

8. Перемикач імітатора-тесту встановити в положення 300 М Снм/м і зняти показання індикаторного приладу панелі частотної модуляції. Визначити значення стандарт-сигналу за формулою:

$$C = 300 \frac{U_{cm}}{U_{300}},$$

де C – значення стандарт-сигналу, М Сим/м ; U_{cm} – покази індикатора панелі частотної модуляції при включеному стандарт-сигналі; U_{300} – покази індикатора панелі частотної модуляції при включенні тесті в положенні 300 М Сим/м.

6.5 Контрольні питання

1. В яких випадках доцільно застосовувати індукційний каротаж?
2. Що називається розміром зонда індукційного каротажу?
3. Призначення фокусуючих котушок.
4. Від чого залежить радіус дослідження індукційного каротажу?
5. Що характеризує параметр простору?

6.6 Література

1. Померанц Л. И., Чукин В. Т. Аппаратура и оборудование для геофизических методов исследования скважин. – М.: Недра, 1978, с. 147-158.
2. Дьяконов Д. И., Леонтьев В. И., Кузнецов Г. С. Общий курс геофизических исследований скважин. – М.: Недра, 1977, с.112-140.

Контрольні запитання

1. Місце і значення геофізичних методів дослідження в циклі наук про Землю
2. Класифікація ГДС та завдання, які вирішуються ними в геологічній розвідці та при розробці родовищ корисних копалин.
3. Технічні засоби.
4. Дати характеристику методів потенціалів самочинної поляризації.
5. Порівняйте фільтраційні і окисно-відновні потенціали.
6. В чому полягає реєстрація потенціалів ПС.
- 7.Форми кривих ПС та які задачі вирішуються за допомогою методу ПС?
8. На чому базується метод викликаної поляризації (ВП)?
9. Охарактеризуйте методику проведення досліджень (ВП).
10. Для чого використовується метод ВП?
- 11.Дати характеристику методу звичайних неекранованих зондів.
12. Класифікація зондів електричного каратажу.
- 13.Форми кривих уявного опору для різних умов.
- 14.Основні вимоги, за якими здійснюється вибір стандартного зонда(УО).
15. В чому полягає метод бокового каротажного зондування (БКЗ)?
- 16.Дати коротку характеристику апаратури (БКЗ)
17. Які умови ефективного застосування результатів БКЗ? Які задачі вирішуються?
18. Які фізичні основи методу бокового каратажу (БК)?
19. Що представляє собою трьохелектродний зонд методуБК?
- 20.Охарактеризуйте семиелектродний зонд бокового каратажу.
21. Дати характеристику дев'ятиелектродного зонда бокового каратажу?
22. Дати характеристику апаратури бокового каратажу трьохелектродного зонда (АБКТ)?
- 23.Форми кривих ефективного опору.
- 24.Які задачі вирішуються за допомогою бокового каратажу? Призначення та будова каротажних лабораторій.

25. Які геофізичні дослідження дозволяє проводити лабораторія типу ЛКС-7-02.
26. Призначення панелі перемикачів масштабів. (лабораторія типу ЛКС-7-02).
27. Призначення панелі комутації. (лабораторія типу ЛКС-7-02.)
28. Призначення блоку керування свердловинними приладами. (лабораторія типу ЛКС-7-02).
29. Призначення панелі контролю каротажу. (лабораторія типу ЛКС-7-02.)
30. Призначення уніфікованого генератора. (лабораторія типу ЛКС-7-02.)
31. Електричні властивості гірських порід.
32. Що включає в себе промислово-геофізичне обладнання?
33. Призначення та будова підйомника. (СКП-4.5)
34. Призначення та будова лебідок.
35. Призначення, будова блок-балансу та принцип роботи.
36. Призначення сельсинної передачі та її принцип роботи.
37. Призначення датчика натягу кабелю та його принцип роботи.
38. Призначення та класифікація геофізичних кабелів.
39. Принцип визначення місць порушення ізоляції кабелів.
40. Призначення, будова та принцип роботи лубрикаторів.
41. Дати характеристику газорозрядного лічильника.
42. Дати характеристику сцинтиляційного лічильника.
43. Дати характеристику напівпровідникові лічильника.
44. Принцип гамма-каротажу сумарної радіоактивності (ГК).
45. Дати характеристику гамма-каротажу спектрального (ГК-С).
46. Дати характеристику гамма-гамма каротажу (ГГК)
47. Методика гамма-гамма каротажу густинного (ГГК-Г).
48. Яка апаратура застосовується при густинному гамма-гамма каротажу?
49. На чому базується гамма-гамма каротаж селективний (ГГК-С)?
50. В чому суть нейтронного методу дослідження?
51. На чому базується метод НГК (нейтронний гамма-каротаж)?
52. В чому полягає нейтрон-нейтронний каротаж на теплових нейтронах (ННК-Т)?
53. Охарактеризуйте нейтрон-нейтронний каротаж на надтеплових нейтронах (ННК-НТ).
54. Які задачі вирішуються за даними НГК, ННК-Т, ННК-НТ?
55. В чому полягає метод імпульсного нейтронного каротажу?
56. Дати характеристику імпульсному нейтронному гамма-каротажу (ІНГК).