

Міністерство освіти і науки України  
Національний технічний університет  
«Дніпровська політехніка»

**Природничих наук та технологій**

(факультет)

Кафедра **Геофізичних методів розвідки**

(повна назва)

**ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА**

кваліфікаційної роботи ступеню **магістра**

студента *Яремія Сергія Олександровича*

академічної групи *103м-20- 3*

спеціальності *103 Науки про Землю*

спеціалізації<sup>1</sup> *Геофізика*

за освітньо-професійною програмою *Науки про Землю*

на тему : Цифрова обробка даних методу частотного зондування

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційною	
кваліфікаційної роботи				
розділів:				
	Ішков В.В.			
	Довбніч М.М.			

Рецензент	Тимошук В.І.			
-----------	--------------	--	--	--

Нормоконтролер	Лозовий А.Л.			
----------------	--------------	--	--	--

Дніпро  
2022

**ЗАТВЕРДЖЕНО:**  
завідувач кафедри  
*геофізичних методів розвідки*

\_\_\_\_\_ М.М. Довбніч  
(підпис) (прізвище, ініціали)

« \_\_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 20\_\_ року

**ЗАВДАННЯ**  
на кваліфікаційну роботу  
ступеню магістра  
(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студенту Яремія С.О. академічної групи 103м-20-3  
(прізвище та ініціали) (шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю

спеціалізації Геофізика

за освітньо-професійною програмою Науки про Землю  
на тему: Цифрова обробка даних методу частотного зондування

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 27.10.2021 № 937-с

Розділ	Зміст	Термін виконання
Розділ 1. Питомий опір гірських порід та руд	Вплив фізичних параметрів(опір, вологість температура) на середовище.	27.10.2021 – 10.11.2021
Розділ 2. Фізичні засади методу ЧЕЗ	Принцип частотного зондування, польові установки і датчики методу ЧЕЗ.	10.11.2021 – 24.11.2021
Розділ 3. Апаратура методу ЧЕЗ (MTU-5A та GEPARD)	Апаратура компанії Phoenix Geophysics, AGCOS, GEPARD, MTU-5A.	24.11.2021 – 08.12.2021
Розділ 4. Апаратурні викривлення вимірюваного сигналу та засоби їх компенсації	Обробка і калібровка реєструючої апаратури, датчиків.	08.12.2021 – 22.12.2021
Розділ 5. Обробка результатів методу ЧЕЗ за допомогою пакету програм MATLAB	Обробка тимчасового ряду ЧЕЗ, перехід від амплітуд до уявного питомого опору.	22.12.2021 – 08.01.2022
Розділ 6. Оформлення роботи та рецензування		08.01.2022 – 16.01.2022

**Завдання видано**

\_\_\_\_\_ (підпис керівника)

Довбніч М.М.

(прізвище, ініціали)

Дата видачі \_\_\_\_\_

Дата подання до екзаменаційної комісії \_\_\_\_\_

**Прийнято до виконання**

\_\_\_\_\_ (підпис студента)

Яремій С.О.

(прізвище, ініціали)

**РЕФЕРАТ**

Пояснювальна записка: 64с., 33 рис., 4 табл., 4 додатків, 10 джерел.

*ЧАСТОТНЕ ЗОНДУВАННЯ, ПЕРЕТВОРЕННЯ ФУРЬЕ, СПЕКТРАЛЬНИЙ АНАЛІЗ, ЧАСОВИЙ РЯД*

*Об'єкт досліджень* - калібрувальні та польові сигнали методу ЧЕЗ.

*Ціль роботи* - вибір оптимального графу обробки часових рядів калібрувальних та польових даних за допомогою пакету програм MATLAB.

*Результати та новизна* - застосування спектрального розкладання прямокутного сигналу для визначення амплітуд непарних гармонік.

*Взаємозв'язок з іншими роботами* – продовження комплексу програм (після калібрувань) для практичної реалізації обробки ЧЕЗ у польових умовах.

*Практичне значення* - застосування спектрального розкладання прямокутного сигналу для визначення амплітуд непарних гармонік.

**ЗМІСТ**

СКОРОЧЕННЯ ТА ВИЗНАЧЕННЯ .....	5
ВСТУП.....	6
РОЗДІЛ 1. ПИТОМИЙ ОПІР ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА РУД.....	7
1.1 Питомий електричний опір гірських порід.....	8
1.2 Діелектрична проникність гірських порід .....	17
1.3 Магнітна проникність гірських порід .....	21
1.4 Природна електрохімічна активність гірських порід.....	23
1.5 Викликана поляризація гірських порід.....	28
РОЗДІЛ 2. ЧАСТОТНЕ ЗОНДУВАННЯ .....	37
2.1. Основи методу .....	37
2.2 Методика польових робіт .....	42
РОЗДІЛ 3. АПАРАТУРА МЕТОЧУ ЧЕЗ .....	46
РОЗДІЛ 4. АПАРАТУРНІ ВИКРИВЛЕННЯ ВИМІРЮВАНОВОГО СИГНАЛУ ТА ЗАСОБИ ЇХ КОМПЕНСАЦІЇ .....	52
РОЗДІЛ 5. ОБРОБКА СИГНАЛУ МЕТОДУ ЧЕЗ ЗА ДОПОМОГОЮ ПАКЕТУ МАТЛАВ .....	61
ВИСНОВКИ .....	63
СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ .....	64
ДОДАТОК А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи .....	65
ДОДАТОК Б Виконання перевірки на унікальність кваліфікаційної роботи магістра .....	66
ДОДАТОК В Відгук керівника кваліфікаційної роботи.....	67
ДОДАТОК Г Рецензія.....	68

**СКОРочЕННЯ ТА ВИЗНАЧЕННЯ**

ЧЕЗ	Метод частотного зондування
МТЗ	Магнітотелуричне зондування
АЧХ	Амплітудно-частотна характеристика
ФЧХ	Фазочастотна характеристика

## ВСТУП

**Актуальність теми.** Полягає у виборі оптимального графу цифрової обробки та методики польових спостережень методом ЧЕЗ. Від цих параметрів суттєво залежить ефективність та собівартість електророзвідки при вирішенні різноманітних геологічних, екологічних та технічних задач.

**Метою магістерської роботи** є вибір оптимального графу обробки часових рядів калібрувальних та польових даних за допомогою пакету програм MATLAB.

Поставлена мета зумовлена вирішенням таких завдань:

- вивчити фізичні засади методу ЧЕЗ;
- вивчити апаратуру MTU-5A та GEPARD канадських компаній Phoenix Geophysics та AGCOS для методу ЧЕЗ;
- вивчити апаратурні викривлення вимірюваного сигналу та їх компенсації за допомогою калібрування;
- розробити граф обробки результатів методу ЧЕЗ за допомогою пакету програм MATLAB для апаратури GEPARD.

**Предмет дослідження** - калібрувальні та польові сигнали методу ЧЕЗ.

**Методи дослідження** - фізико-математичне моделювання, цифрова фільтрація, аналіз Фур'є.

**Новизна отриманих результатів** - застосування спектрального розкладання прямокутного сигналу для визначення амплітуд непарних гармонік.

**Апробація результатів дослідження.** Положення даного дослідження пройшли апробацію на міжнародній науково-практичній конференції «Форум Гірників» (07.11.2021 р., м. Дніпро).

**Структура і обсяг роботи.** Кваліфікаційна робота магістра складається зі вступу, п'яти розділів, висновків і списку використаних джерел. Загальний обсяг роботи становить 64 сторінок. Список використаних джерел налічує 10 найменувань. Кваліфікаційна робота магістра містить 33 рисунків, 10 додатків.

## РОЗДІЛ 1. ПИТОМИЙ ОПІР ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА РУД

У рамках класичної електродинаміки Максвелла суцільні середовища характеризуються трьома електромагнітними властивостями:

- питомою електропровідністю  $\sigma$  (величина, зворотна  $\sigma$  - питомий електричний спротив  $\rho = 1/\sigma$ ),
- діелектричною проникністю  $\epsilon$ ,
- магнітною проникністю  $\mu$ .

Питомий електричний опір середовища характеризує її здатність проводити електричний струм, а діелектрична і магнітна проникності - здатність середовища поляризуватися під дією електромагнітного поля. Під поляризацією розуміється впорядкування зарядів мікрочастинок (діелектрична проникність) або магнітних моментів речовини (магнітна проникність).

Гірські породи являють собою гетерогенні середовища, що складаються з твердої, рідкої та газоподібної фаз. Тверда фаза утворює скелет породи, а рідка та газоподібна фази заповнюють пори. Існує кілька видів пористості (рис. 1.1).

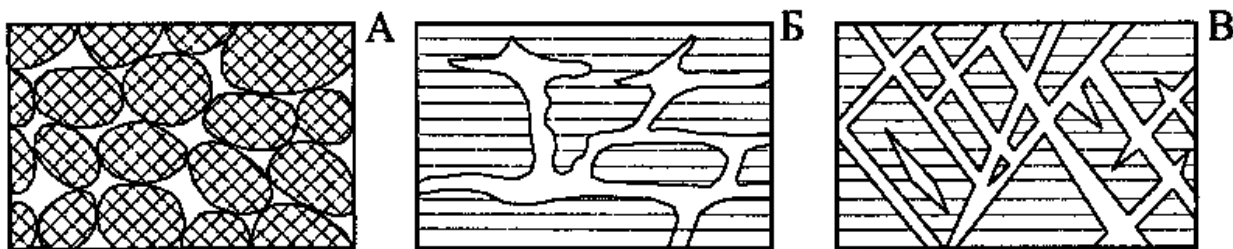


Рисунок 1.1 – Різні види пористості: А – міжзернова, Б – тріщинно-кавернозна, В – тріщинна.

У гетерогенних середовищах виникають особливі види поляризації, пов'язані з електрохімічними процесами (окислювально-відновними, електрокінетичними і електроосмосом) і виражаються в появі електричних зарядів і відповідних електричних полів. Для того щоб охарактеризувати ці явища, вводяться додаткові електромагнітні властивості гірських порід:

- природна електрохімічна активність середовища  $\alpha$  - здатність породи утворювати природне постійне електричне поле під дією різних природних процесів,

- поляризуємість середовища  $\eta$  - здатність породи утворювати вторинне електричне поле при протіканні через середовище електричного струму.

Поява цих властивостей гірських порід пов'язані з виникненням межам твердої і рідкої фаз подвійного електричного шару (рис. 1.2).

Більшість породотворних мінералів є діелектриками. При цьому тверда фаза гірської породи не проводить електричний струм і провідність обумовлюється поровою вологою, що містить розчинені солі. Електричний струм забезпечується рухом іонів солей. Такі породи називають іонопровідними.

Існує невелика кількість мінералів, що володіють металевим характером провідності. Вони носіями електричного струму є вільні електрони, що переміщуються в межах кристалічної решітки. Такі породи називають електропровідними.

**1.1 Питомий електричний опір гірських порід**

Питомий електричний опір (УЕС,  $\rho$ ) гірської породи є її основним електромагнітним параметром. Питомий електричний опір пов'язаний із опором  $R$  лінійного провідника співвідношенням:

$$R = \frac{\rho \cdot l}{s}, \tag{1.1}$$

де  $l$  – довжина провідника, а  $s$  – площа його поперечного перерізу. Таким чином, УЕС породи чисельно дорівнює опору тіла кубічної форми з

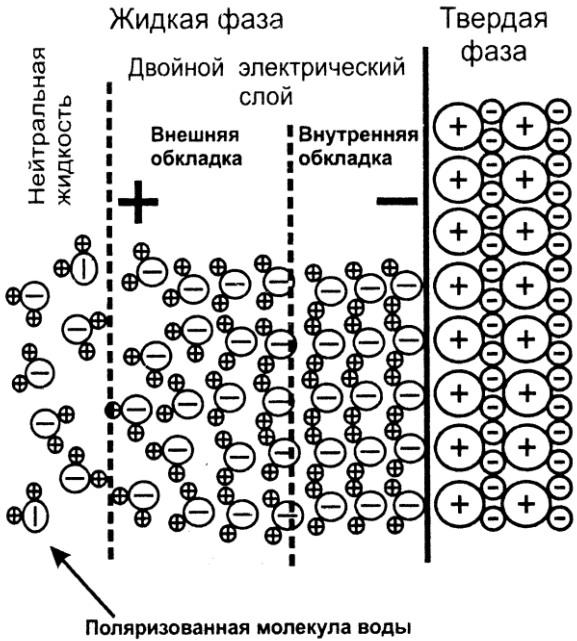


Рисунок 1.2 – Будова подвійного електричного шару



ребром 1 м, виготовленого з цієї породи, при пропусканні електричного струму поперек однієї з граней (при цьому  $l = 1$  м,  $s = 1$  м<sup>2</sup>, а значить  $R = \rho$ ).

Опір  $R$  кубічного зразка може бути отриманий за законом Ома з відношення різниці потенціалів  $U$  між протилежними гранями куба і сили струму  $I$ :

$$R = \frac{\Delta U}{I}. \quad (1.2)$$

При дослідженнях УЕС на високих частотах, що перевищують десятки кілогерців, з'являється частотна залежність УЕС (частотна дисперсія). Зі збільшенням частоти до кількох десятків МГц  $\rho$  зразків гірських порід може зменшитися від 2 до 5 разів по відношенню до УЕС на постійному струмі. Така залежність обумовлена зміною механізму провідності електромагнітного поля в області високих частот.

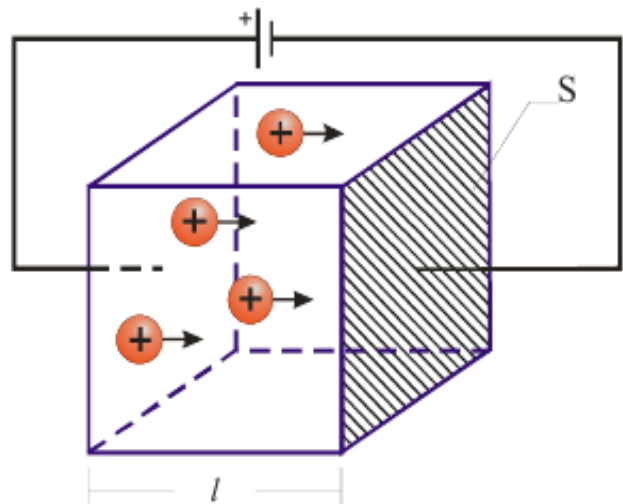
### **Вплив мінерального складу на УЕС гірських порід**

Мінеральний склад істотно впливає на провідність гірських порід тільки у разі присутності електропровідних мінералів. Їх опір становить менше одного Ом (як правило,  $10^{-2} \div 10^{-5}$  Ом). До таких мінералів відносяться:

- Самородні елементи (графіт, мідь, золото, срібло);
- більшість сульфідів (пірит, халькопірит, галеніт, пірротин);
- Деякі оксиди (магнетит, титаномангнетит, ільменіт).

Металеві техногенні об'єкти також мають електронний тип провідності.

Переважає більшість породоутворюючих мінералів (кварц, олівін, польовий шпат, піроксен, слюди, кальцит, доломіт, галіт та ін) мають дуже високий питомий опір (понад  $10^8$  Ом).



До поняття про питомий електричний опір.

Породи, що складаються з цих мінералів, мають іонний тип провідності, який обумовлений наявністю порової вологи. Опір води насамперед визначається рівнем її мінералізації (молекули солей при розчиненні дисоціюють на іони, які є вільними носіями електричного струму) та меншою мірою температурою. Слід зазначити, що розплавлені гірські породи також є іонопровідними. Цим зумовлена висока провідність астеносфери та магматичних вогнищ у земній корі.

Особливе становище займають глини, які в результаті своєї тонкодисперсної структури утримують навколо своїх частинок тонкий шар води (так звана міцносв'язана вода), що володіє високою питомою провідністю. Внаслідок цього при звичайному рівні мінералізації води глини мають стабільні опори в діапазоні від 5 до 20 Омм.

Рідкі та газоподібні вуглеводні (нафта і газ) у чистому вигляді без домішок мають високі питомі опори, що перевищують 108 Омм. Високий опір нафти може зберігатися мільйони років, поки вона законсервована в нафтопродуктивних пластах на великій глибині. Виливаючись на поверхню Землі, нафта і нафтопродукти піддаються розкладання та окислення. Зрештою через певний час (кілька місяців після протоки) нафта перетворюється на важкі органічні кислоти, які мають аномально високу провідність (питомий опір порядку 1 Омм).

### **Чинники, що впливають на опір іонопровідних порід**

На опір іонопровідних порід впливає безліч факторів, котрі спільно діють як добуток коефіцієнтів. Дослідження кореляційних зв'язків між питомим електричним опором і параметрами, що описують текстурні та мікроструктурні властивості гірських порід, дозволили побудувати загальну формулу залежності  $\rho$  від основних факторів, що впливають:

$$\rho = P_{\Pi} P_B P_G P_T \rho_B, \quad (1.3)$$

де  $P_{\Pi}$  – параметр пористості,  $P_B$  – параметр вологості,  $P_G$  – параметр глинистості,  $P_T$  – температурний параметр,  $\rho_B$  – опір води.

## Залежність УЕС підземних вод від мінералізації та температури

Основним фактором, що впливає на загальне тло опорів гірських порід у різних регіонах, є рівень мінералізації підземних вод. Збільшення кількості розчинених солей у поровій волозі призводить до пропорційного збільшення провідності всього розчину. У меншому ступені на провідність води впливає тип розчиненої в ній солі. На рис. 1.3 наведено графіки залежності питомого опору розчинів різних солей від їх концентрації [Огільві, 1990].

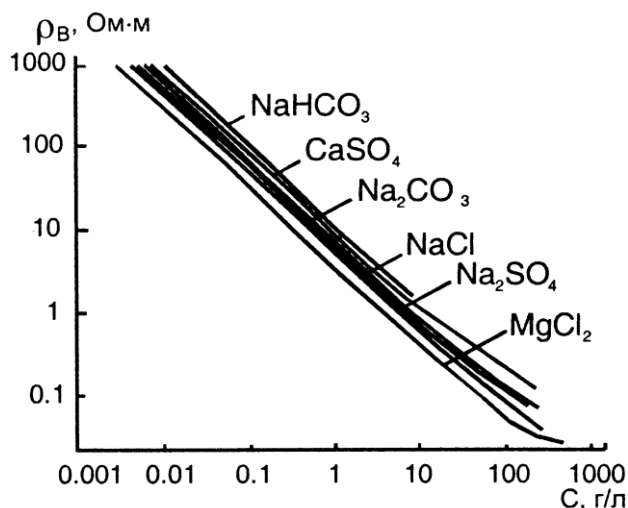


Рисунок 1.3 – Залежності УЕС води від концентрації та хімічного складу солей.

Можна відзначити, що практично всі залежності в подвійному логарифмічному масштабі нахилені приблизно під зворотним кутом  $45^\circ$  і не перетинаються один з одним. При цьому з високим ступенем точності всі графіки описуються формулою:

$$\rho_v = \frac{K_C}{C}, \quad (1.4)$$

де  $K_C$  - постійний для цієї солі коефіцієнт (наприклад, для кухонної солі  $K_C = 8$  Ом·г/л),  $C$  - мінералізація в г/л.

Залежність питомого опору водних розчинів від температури (в області позитивних значень  $t^\circ\text{C}$ ) має вигляд:

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + \beta(t - 18^\circ)}, \quad (1.5)$$

де  $\rho_t$  - питомий опір розчину при температурі  $t^\circ\text{C}$ ,  $\rho_{18}$  - питомий опір розчину при температурі  $18^\circ\text{C}$ , ( $\beta$  - температурний коефіцієнт, який для водних розчинів NaCl в діапазоні температур від  $0$  до  $50^\circ\text{C}$  дорівнює  $0.026$ ). Зазвичай при виконанні електророзвідувальних польових вимірювань врахувати вплив

температури води досить складно, однак при роботах на акваторіях або при виконанні резистивиметричних спостережень, для того, щоб руд залежало тільки від рівня мінералізації, повинні бути внесені температурні поправки, щоб усі значення питомого опору води привести, наприклад, до 18°C.

Найбільш ймовірні значення опорів поверхневих та підземних вод наведено в таблиці 1.1.

Таблиця 1.1

Найбільш ймовірні значення УЕС поверхневих та підземних вод

Поверхові води	$\rho$ , Ом*м	Підземні води	$\rho$ , Ом*м
Води морів та гірко солених озер	0,1-1,0	Глибинні розсоли	0,05-0,2
Води морів поблизу місць впадання великих водотоків, води озер та річок аридних областей	1-10	Підземні води морських узбереж та аридних областей	0,3-2,0
Води озер та річок гумідних областей	10-100	Прісні підземні води пустель та напівпустель	1,0-10
Води озер та річок районів розвитку багаторічної мерзлоти, води високогірних озер та річок	100-1000	Підземні води гумідних областей: а) у пухких піщано-глинистих породах б) у скельних породах	10-30 20-60
Снігова та дощова вода	300-1000	Підземні води у галузях розвитку багаторічно мерзлих гірських порід	40-300

**Вплив пористості та вологонасиченості на УЕС гірських порід**

Існує кілька емпіричних формул, що пов'язують параметр пористості з самою пористістю. Найбільш простий і часто використовується формула Арчі:

$$R_{\Pi} = \frac{a}{n^m}, \quad (1.6)$$

де  $a$  - структурний коефіцієнт (для більшості осадових порід параметр  $a$  знаходиться в межах від 0.5 до 1),  $n$  - коефіцієнт пористості (наприклад, для піску може дорівнювати 0.1 для погано сортованого матеріалу і 0.3 для добре

сортованого та обкатаного піску) і  $m$  - показник цементації, що становить від 1.3 до 2.3.

На рис. 1.4 показані експериментальні залежності для трьох типів поширених гірських порід. У разі піски мають мінімальний показник цементації. Навпаки, вапняки характеризуються максимальним показником цементації, що визначає крутий нахил графіка  $RП(n)$ .

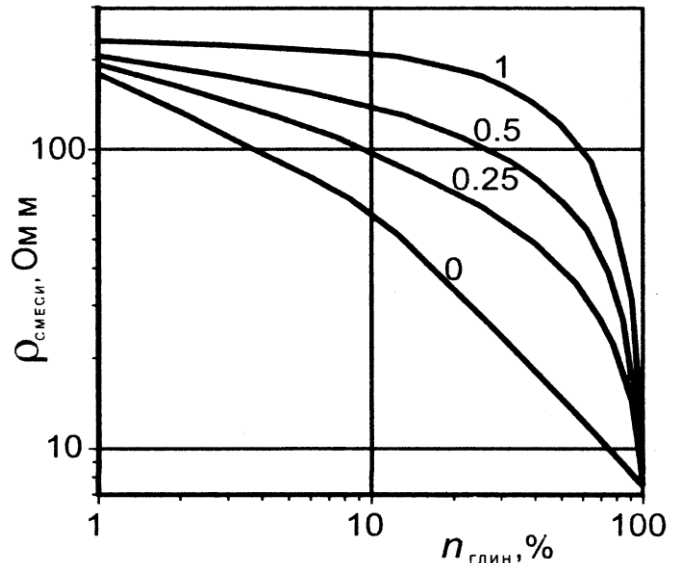


Рисунок 1.4 - Залежності параметра пористості РП від коефіцієнта пористості  $n$  для різних порід: 1 - піски, 2 - пісковики, 3 - вапняки.

У зоні аерації частина пор заповнена повітрям, що проникає в ґрунт із поверхні. Оскільки повітря є ізолятором, опір гірської породи у верхній частині розрізу підвищується. Таким чином, на величину питомого опору впливатиме параметр вологості.

### Вплив глинистості на УЕС гірських порід

В силу своєї рухливості в тому чи іншому вигляді глини практично завжди присутні в гірській породі, що, як правило, призводить до зменшення електричного опору. У теригенних утвореннях (піски, супіски, суглинки, глини) співвідношення між фракціями глин і пісків може змінюватись у великих межах. При цьому чисті піски зустрічаються досить рідко. Така сама ситуація має місце у карбонатних породах, де можна спостерігати поступовий перехід від глин через мергелі до вапняків.

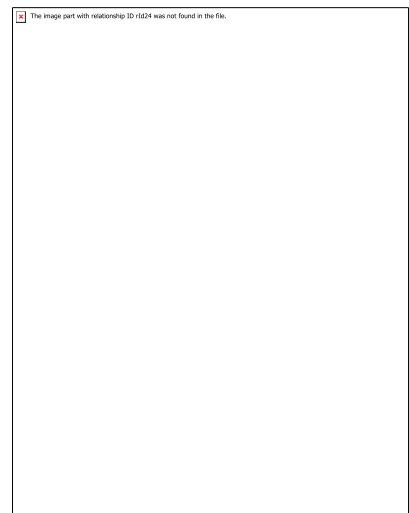


Рисунок 1.5 - Залежності опору піщано-глинистої суміші від об'ємної концентрації глин. Індекс кривий – частка капілярів 1-го типу.

Можна виділити два типи заповнення порового простору глинистими частинками. У порівняно великих порах частки глини «розмазуються» по стінках, утворюючи безперервний шар. У тонких капілярах глина утворює окремі ізольовані один від одного «пробочки». На рис. 1.5 показані залежності УЕС піщано-глинистих порід від об'ємної концентрації глин при змішуванні двох типів заповнення пір глинистими частинками. З малюнка видно діапазон можливих змін УЕС піщано-глинистої суміші при концентрації глин.

### **Поведінка УЕС порід при переході до негативних температур**

При зниженні температури до негативних позначок відбувається замерзання порової вологи. Цей процес залежить від діаметра пір. Насамперед замерзає вільна («гравітаційна») вода в широких капілярах та тріщинах. Потім зі зниженням температури починає замерзати вода в дифузній частині подвійного шару. І, нарешті, потрібні дуже низькі температури (нижче  $-50^{\circ}\text{C}$ ) для того, щоб стала міцно пов'язана вода.

Внаслідок цього залежність опору від температури при переході через нуль різна для різних типів гірських порід (рис. 1.6).



Рисунок 1.6 – Характер залежності опору від температури для різних порід.

Мерзлі породи: глини –  $r_{mg} = 102$  Омм, пісок –  $r_{mp} = 103 - 104$  Омм, скельні породи –  $r_{msk} = 102 - 103$  Омм; талі породи: глини -  $r_{tg} = 5 - 20$  Омм, пісок -  $r_{tp} = 50 - 100$  Омм, скельні породи -  $r_{tsk} = 200 - 1000$  Омм.

### **УЕС гірських порід, що містять електронні провідники**

Електропровідні мінерали утворюють три типи рудних об'єктів (рис. 1.7):

- вкраплені руди, у яких об'ємна концентрація зерен не перевищує кількох відсотків і всі зерна відокремлені один від одного порожньою породою;
- прожилково-вкраплені руди, в яких окремі зерна з'єднуються в довгі ланцюжки, що проводять, що утворюють прожилки;
- масивні (суцільні) руди, у яких сам об'єкт має значні розміри і повністю складається з рудного мінералу.

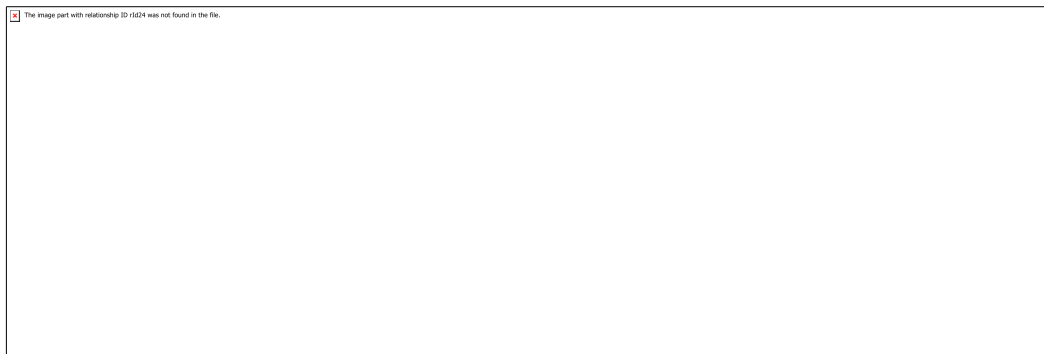


Рисунок 1.7 – Приклади сульфідних руд: А – вкраплена руда; Б - прожилково-вкраплена руда; В – суцільна руда.

На рис. 1.8 показані теоретичні графіки залежності середнього опору масиву гірської породи, що містить рудні вкрапленники правильної сферичної форми. При низьких концентраціях середній питомий опір рудного об'єкта практично не відрізняється від опору вмщують порід рвм. Лише при концентраціях в 10-20 відсотків графіки починають відхилятися від рвм. У той самий час зазвичай промисловими вважаються руди з концентрацією у перші відсотки. Тому пошук вкраплених руд краще проводити не за опором, а по поляризованості (див. нижче).

### **Електрична анізотропія гірських порід**

Більшість осадових порід у силу генетичних особливостей їх утворення набуває тонкошарової структури. При цьому кожен прошарок має свої літологічні особливості, які відображаються у зміні їх УЕС. В результаті вся товща набуває відмінності властивостей за різними напрямками, яке називається

анізотропією. Уздовж шаруватості інтегральний електричний опір породи менший, а впоперек - більший. Поздовжній питомий опір  $\rho_l$  менше поперечного опору  $\rho_n$  тому, що в першому випадку струм тече по провідних шарах, а в другому - змушений перетинати високоомні шари. Відмінності між  $\rho_n$  та

$\rho_l$  прийнято оцінювати коефіцієнтом анізотропії:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_l}}. \quad (1.7)$$

Коефіцієнт анізотропії, як правило, знаходиться в межах від 1 для ізотропних скельних порід до 3 у шаруватих порід, в яких спостерігається чергування високоомних і добре прошарків. Типовими представниками анізотропних порід є флішові товщі, характерні, наприклад, для Криму. Континентальні опади також можуть мати анізотропію УЕС. Наприклад, алювіальні відкладення характеризуються переважним напрямком зерен піску вздовж водного потоку. Тому заплавні відкладення та алювій терас має помітні анізотропні властивості. Аналогічна ситуація спостерігається для порід основної морени, в якій частки орієнтуються в напрямку руху льодовика.

Коефіцієнти анізотропії деяких гірських порід наведено у таблиці 1.2.



Рисунок 1.8 - Графіки залежності середнього опору масиву гірської породи (при  $\rho_l = 1$  Ом), що містить рудні вкраплення правильної сферичної форми, від об'ємної концентрації провідних вкраплення (1 -  $\rho_2 = 0.001$  Ом, 2 -  $\rho_2 = 0.1$  Ом).



Таблиця 1.2

## Коефіцієнти анізотропії деяких гірських порід

Порода	$\lambda$
Піски річкові	1.05 – 1.20
Глини слабошарові	1.05 - 1.10
Глина з прошарками пісків	1.10 – 1.25
Сланцеві глини	1.10 - 1.60
Глинисті сланці	1.20 – 2.20
Кам'яне вугілля	1.30 - 2.50
Графіт та кутасті сланці	2.00 - 3.00
Вапняки монолітні	1.05 - 1.30
Тріщинуваті скельні породи	1.10 - 4.00

**Значення УЕС основних типів гірських порід**

У таблиці 1.3 наведено значення УЕС гірських порід, що відповідають нормальним умовам. При вплив низьких температур в умовах прісних вод значення УЕС можуть зростати на 1-2 порядки. Навпаки, під час проведення робіт у Південній частині України ми стикаємося зі зниженням УЕС. Крім того, процеси вивітрювання також зменшують УЕС гірських порід. Наведемо кілька прикладів. Глини в залежності від умов залягання можуть мати опори від 0.1 до 100 Ом. УЕС пісків варіює від 1 Ом для пористих пісків, насичених мінералізованою водою, до 1000-5000 Ом для сухих пісків. Опір вапняків змінюється від 40-50 Ом для тріщинуватих і вивітрілих різниць до кількох тисяч Ом для масивних вапняків. Таким чином, значення  $\rho$  є орієнтовними.

**1.2 Діелектрична проникність гірських порід**

Другим електромагнітним властивістю середовища, що характеризує гірську породу, є діелектрична проникність  $\epsilon$ . Вплив діелектричної проникності на

характер електромагнітного поля в провідних середовищах на низьких частотах зазвичай пренебрежимо мало. Однак на високих частотах (порядку 1 МГц і вище) характер поля починає залежати саме від діелектричної проникності. Природа діелектричної проникності пов'язана зі здатністю речовини поляризуватися в електромагнітному полі. Під впливом зовнішнього поля відбувається упорядкування розподілених у середовищі зарядів. Для твердих тіл і газів характерна пружна поляризація, при якій відбувається пружне зміщення орбітальних електронів, іонів кристалічної решітки та атомів валентних кристалів. У вільній воді основну роль грає зазвичай інтенсивніша орієнтаційна поляризація, пов'язана зі зміною орієнтації молекул. Відзначимо, що всі ці процеси протікають дуже швидко у порівнянні з поляризаційними явищами, пов'язаними з наявністю в середовищі твердої та рідкої фаз (див. нижче).

Розрізняють абсолютну  $\epsilon$  і відносну  $\epsilon_{\text{отн}}$  діелектричні проникності. При цьому:

$$\epsilon = \epsilon_{\text{отн}} \cdot \epsilon_0, \quad (1.8)$$

де  $\epsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12}$  Ф/м – діелектрична проникність вакууму. Зазвичай розглядають відносну діелектричну проникність. Її величина демонструє, у скільки разів зменшується сила взаємодії між електричними зарядами в даному середовищі в порівнянні з вакуумом. З практичної точки зору величина  $\epsilon_{\text{отн}}$  речовини показує, у скільки разів збільшується ємність конденсатора при заміні повітря між його обкладками на дану речовину.

Таблиця 1.3

### Питомий електричний опір деяких типів гірських порід

(Дані наведені для повного насичення прісними водами при 18 °С).

Типи гірських порід	$\rho, \text{Омм}$
Рудні	
Халькопірит	$10^{-3}-10^{-1}$
Галеніт	$10^{-5}-10^{-3}$
Пірит	$10^{-4}-10^{-1}$
Пірротін	$10^{-5}-10^{-4}$
Магнетит	$10^{-1}-10^{-2}$

Лимоніт	$10^6-10^8$
Гематит	$10^4-10^6$
Сфалерит	$10^5-10^7$
Магматичні гірські породи	
Граніт, гнейс	$10^3-10^4$
Діорит, габро	$10^4-10^5$
Базальт	$10^3-3 \cdot 10^3$
Діабаз	$10^5-10^6$
Теригенні осадові породи	
Глина	5-20
Суглинок	15-30
Супесь	30-50
Пісок	50-200
Піщаник	>1000
Карбонатні осадові породи	
Доломіт	500-2000
Мармур	300-1000
Вапняк	100-500
Глинистий вапняк	50-100
Мергель	30-50
Карбонатизовані глини	20-30
Галогенні осадові породи	
Кам'яна сіль	до $10^{15}$
Гіпс	$10^5-10^6$
Ангідрит	$10^3-10^5$
Гірські породи органічного походження	
Нафта	$10^9-10^{16}$
Нафтонасичений пісок, піщаник	50-200
Буре вугілля	$10^2-10^3$
Кам'яне вугілля	$10^2-10^6$
Антрацит	$10^{-4}-1$
Графіт	$10^{-6}-10^{-2}$
Графітізовані сланці	$10^{-3}-1$

Відносна діелектрична проникність більшості породоутворюючих мінералів (див. табл. 1.4) не перевищує 10. Для ряду самородних мінералів, сульфідів і оксидів значення  $\epsilon_{отн}$  досягають 80, а для деяких - навіть 170, проте всі вони рідко зустрічаються в природі.

З широко поширених речовин високим значенням  $\epsilon_{отн} = 81$  має вільна вода. Тому діелектрична проникність породи насамперед визначається її пористістю та

вологістю. Зазначимо, що хімічно пов'язана вода має дуже низьким значенням, що не перевищує кількох одиниць. У першому наближенні при повному вологонасиченні діелектричну проникність  $\epsilon_{отн}$

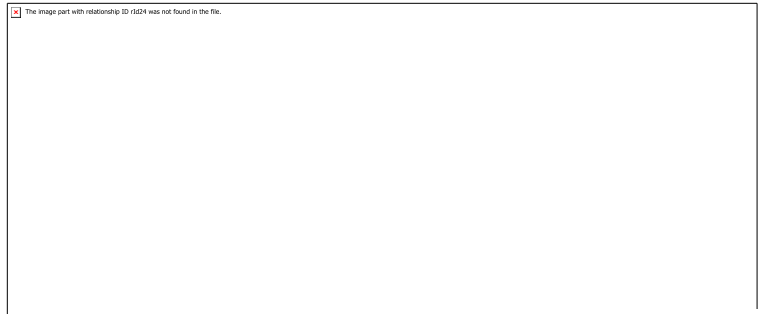


Рисунок 1.9 - Залежність  $\epsilon_{отн}$  льоду та води від ча-стоти за різних температур.

породи, що складається з твердого скелета і води, можна виразити формулою:

$$\epsilon_{отн} = \epsilon_B \cdot k_{II} + \epsilon_{СК} \cdot (1 - k_{II}), \quad (1.9)$$

де  $\epsilon_{СК}$  і  $\epsilon_B$  - відносні діелектричні проникності скелета і води,  $k_{II}$  - коефіцієнт пористості.

Таблиця 1.4

#### Відносна діелектрична проникність деяких породоутворюючих мінералів

Мінерал	$\epsilon_{отн}$	Мінерал	$\epsilon_{отн}$
Кварц	4,3-6,4	Ангідрит	5,7-6,0
Халцедон	5,6-7,5	Гіпс	6,3-7,9
Калієвий польовий шпат	4,5-6,0	Галіт	5,6-6,4
Кальцієвий польовий шпат Кальцит	5,4-7,0	Сільвін	4,8
		Лимоніт	10-11
Доломіт	7,5-8,0	Гідролюда	17-25
Кварц	6,8-10,0	Каолініт	6,8-10,0

Слід особливо відзначити наявність суттєвої частотної дисперсії діелектричної проникності гірських порід, тобто залежності від частоти коливань поля. Зі збільшенням частоти  $\epsilon_{отн}$  зменшується, що є наслідком відставання коливань заряджених частинок від змін поля. Зміна  $\epsilon_{отн}$  із частотою показано на рис. 1.9 на прикладі льоду та води. Цікаво, що від мало залежить від температури води в межах до  $+40^{\circ}\text{C}$ . При високих температурах (порядку  $100^{\circ}\text{C}$ )  $\epsilon_{отн}$  води зменшується до 55, що пов'язано з інтенсифікацією хаотичного теплового руху, що ускладнює орієнтацію дипольних молекул у напрямку поля. Досить сильні

зміни  $\varepsilon_{omn}$  відбуваються при переході до негативних температур і пов'язані з замерзанням вільної води:  $\varepsilon_{omn}$  води при перетворенні на лід зменшується на високих частотах до декількох одиниць.

Діапазони можливих значень  $\varepsilon_{omn}$  найпоширеніших порід, що відповідають частотам 105 - 108 Гц, представлені на рис. 1.10.

У шаруватих породах спостерігається анізотропія діелектричної проникності. Значення  $\varepsilon_l$  відповідає паралельній шаруватості орієнтації силових ліній поля, як правило, вище значення  $\varepsilon_{nl}$ , що відповідає їх ортогональній орієнтації (на величину до 30%). Анізотропія  $\varepsilon$  може бути викликана тріщинуватістю і текстурними особливостями гірської породи.

### 1.3 Магнітна проникність гірських порід

Магнітна проникність є третім електромагнітним параметром гірських порід. Якщо породи мають різко аномальне значення  $\mu$ , то їх вплив помітно позначається в постійному, змінному, і високочастотному електромагнітному полі. Однак такі породи зустрічаються рідко, тому в електророзвідці впливом  $\mu$  зазвичай нехтують.

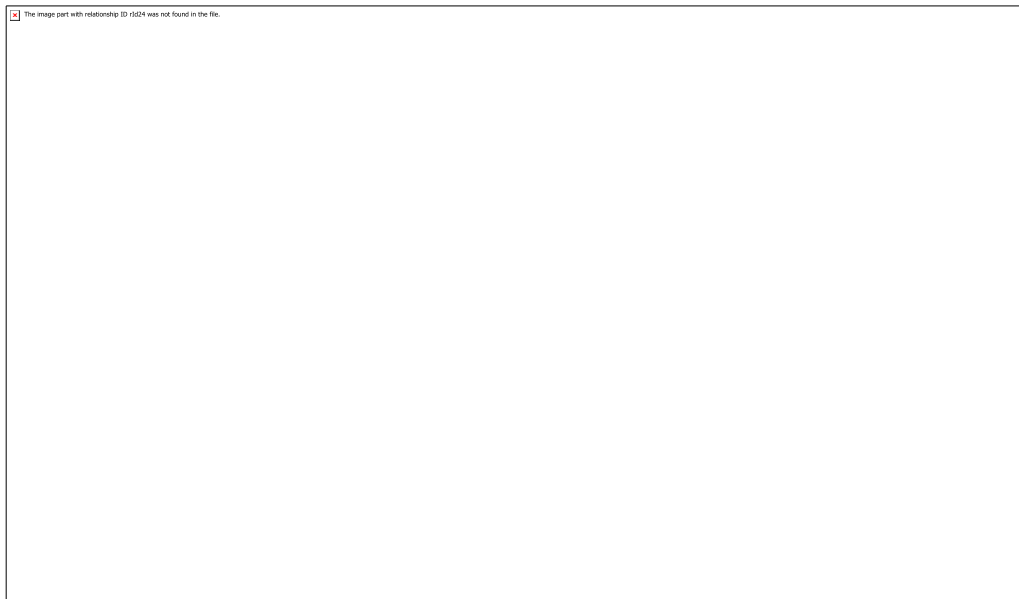


Рисунок 1.10 - Діелектрична проникність деяких типів гірських порід: 1 - сухі піски, 2 - породи в умовах природної вологості приповерхневого шару, 3 - породи в умовах повного насичення, 4 - вода.

За наявності зовнішнього магнітного поля відбувається впорядкування магнітних моментів речовини, що призводить до створення додаткового (вторинного) магнітного поля. При цьому сумарна магнітна індукція:

$$B = \mu_0 (H + J), \quad (1.10)$$

де  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  Гн/м - магнітна проникність вакууму,  $H$  - напруженість первинного магнітного поля, а  $J$  - намагніченість (магнітний момент одиниці обсягу). Остання залежить від величини  $H$  і часто може бути представлена у вигляді:

$$J = \chi \cdot H, \quad (1.11)$$

де  $\chi$  - магнітна сприйнятливості середовища. Тепер формулу (1.10) можна переписати у вигляді:

$$B = \mu_0 \cdot (1 + \chi) \cdot H = \mu \cdot H. \quad (1.12)$$

Тут – абсолютна магнітна проникність. На практиці зазвичай використовують відносну магнітну проникність. Вона характеризує величину вторинного магнітного поля, створюваного середовищем (щодо величини первинного поля).

За магнітними властивостями речовини діляться на діамагнетики, парамагнетики та феромагнетики. Магнітна сприйнятливості діамагнетиків негативна і за абсолютною величиною рідко перевищує  $10^{-4}$  од. СІ. У парамагнітних мінералів приймає значення  $10^{-5}$  -  $10^{-3}$  од. СІ. Для цих двох груп мінералів відзнаками  $\mu_{отн}$  від одиниці в електророзвідці, як правило, нехтують.

Основний вплив на магнітні властивості порід надає включення феромагнітних мінералів. До них відносяться досить широко поширений магнетит ( $\mu_{отн}$  від 5 до 25 од.), а також титаномагнетит, піротин і кілька рідкісних мінералів. Високим вмістом магнетиту, зокрема, обумовлені аномальні магнітні властивості залізистих кварцитів, що складають Криворізьку магнітну аномалію. Для цих порід  $\mu_{отн}$  досягає декількох одиниць.

Слід зазначити, що до феромагнетиків відносять багато широко використовуваних в промисловості метали - залізо, кобальт, нікель та ін. Зокрема,

залізо є основою сталевих сплавів, з яких складаються багато техногенних металевих об'єктів (труби та ін.) , що є предметами вивчення технічної та частково археологічної електророзвідки. Значення  $\mu_{отн}$  для металевих об'єктів можуть досягати декількох сотень і навіть тисяч одиниць. Тому щодо техногенних об'єктів їх магнітні властивості обов'язково повинні враховуватися.

#### 1.4 Природна електрохімічна активність гірських порід

В результаті неоднорідності геологічного середовища і складних фізико-хімічних процесів, що протікають в ній (окислення, дифузія іонів, течії порової вологи тощо), всередині гірських порід накопичуються електричні заряди, які подібно до природних гальванічних елементів збуджують мимовільні електричні поля. Ця природна поляризація може бути обумовлена дифузійно-адсорбційними, окислювально-відновлювальними і фільтраційними явищами.

Дифузійно-адсорбційні потенціали. Катіони і аніони однієї й тієї ж розчиненої речовини володіють різною рухливістю внаслідок різниці в їх розмірах і зарядах. На контакті двох електролітів, однакових за складом, але з різною концентрацією внаслідок дифузійних рухів іонів виникають потенціали, величина яких визначається рівнянням Нернста:

$$E_0 = k_0 \lg \frac{C_1}{C_2},$$

де  $C_1$  і  $C_2$  - концентрації контактуючих електролітів (в моль/л),  $k_0$  - коефіцієнт дифузійної ЕРС. Оцінка  $k_0$  для найпоширенішої солі NaCl показує, що ця величина при 20 оС становить -11.6 мВ. Враховуючи, що для більшості мінеральних солей в області низьких концентрацій витримується строга зворотна лінійна залежність питомого електричного опору розчину від його концентрації, останню формулу можна представити у вигляді:

$$E_0 = k_0 \lg \frac{\rho_2}{\rho_1},$$

Якщо між розчинами різної концентрації розташовуються перегородки з глини або будь-якої іншої дрібнодисперсної породи, то характер проходження іонів у порах порушується. Основну роль регулюванні руху іонів грає дифузійна частина подвійного електричного шару. У цьому аніони сорбуються на стінках капілярів і виявляються майже нерухомі.

Подвійний електричний шар визначає електричний стан породи та її дифузійно-адсорбційну активність. Він складається з так званого потенціаловизначального шару іонів, безпосередньо прилеглого до твердої фази породи, молекул міцно пов'язаної води і шару противоіонів. Останній має поступово меншу щільність у напрямку від твердої фази вглиб рідкої фази. Найбільш близько розташований і міцно пов'язаний шар називається нерухомим. Далі знаходиться більш пухкий, рухливий шар, званий дифузійним.

Виникаюча різниця потенціалів між нерухомою частиною дифузійного шару і «вільним» розчином у порах породи називається дзета-потенціалом і позначається  $\zeta$ -потенціал. Різниця потенціалів між твердою частинкою та «вільним» електролітом називається потенціалом Нернста і позначається символом  $\varepsilon$ . Величина  $\varepsilon$ -потенціалу може досягати кількох десятків мілівольт (рис. 1.11).

Дифузійно-адсорбційна ЕРС розраховується за формулою:

$$E_{\text{da}} = k_{\text{da}} \lg \frac{\rho_2}{\rho_1},$$

де  $k_{\text{da}}$  - коефіцієнт дифузійно-адсорбційної ЕРС, який на відміну від залежить не тільки від хімічного складу електролітів і температури, а й у значному ступені від мінералогічного складу, розмірів та конфігурації пір породи, що становить перегородку між електролітами. Величину:

$$\alpha_{\text{da}} = \frac{E_{\text{da}} - E_{\text{d}}}{\lg\left(\frac{\rho_1}{\rho_2}\right)},$$



прийнято називати дифузійно-адсорбційною активністю. Вона характеризує властивості порід адсорбувати з розчинів поруч із молекулами води іони певного знака. Знаючи дифузійно-адсорбційну активність, яку можна визначити за результатами спостереження в свердловинах, визначають глинистість та проникність порід. Це має велике практичне значення. Параметр  $\alpha_{da}$  визначається хімічним та мінеральним складом порід, їх пористістю, дисперсністю, хімічним складом та мінералізацією підземних вод. Він змінюється від  $-5$  мВ у чистих пісків до  $+5 \div +10$  мВ у алевролітів і до  $+50$  мВ у глин і мергелів.

**Окисно-відновні потенціали.** Окисно-відновна активність характеризує властивості металів створювати на контакті з іонопровідним середовищем різниця потенціалів (електродний потенціал).

Електродні потенціали виникають при переході катіонів з металу в розчин. Розчин при цьому заряджається позитивно. Що стосується металу, то за рахунок надлишкових електронів його поверхня заряджається негативно. Таким чином, на межі електронних та іонних провідників утворюється подвійний електричний шар. Під впливом цілого ряду факторів, пов'язаних з фізико-хімічними особливостями середовища, потенціал цього шару не залишається постійним на різних ділянках поверхні розділу. В результаті в навколишньому просторі створюється електричне поле, параметри якого залежать від мінералогічного та структурного складу

контактуючих провідників, концентрації електроліту, його рН, рухливості підземних вод та багатьох інших причин. Вивчення цих полів грає роль при

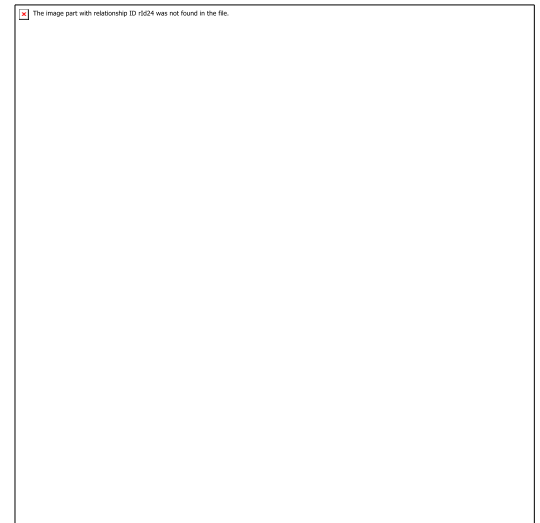


Рисунок 1.11. Модель будови подвійного електричного шару, окружно-жаючого твердого мінерального шару: I - дифузійна частина шару, II - рыхлозв'язана частина шару, III - прочно зв'язана частина шару, IV - слой закріплених негативних зарядів, V - тверда частинка.

аналізі процесів корозії металевих конструкцій, занурених у геологічне середовище (зокрема, трубопровідних систем). Величина потенціалів ЕП прямо пропорційно залежить від електродних потенціалів руд. У міру зменшення електродних потенціалів всі рудні мінерали вишиковуються в наступний ряд: марказит, пірит, халькопірит, піротин, графіт, антрацит, галені. При цьому масивні поклади, що добре проводять, поляризуються сильніше, ніж вкраплені руди.

Хімічний склад і концентрація підземних вод відіграють істотну роль у освіті природних потенціалів. Природні потенціали зростають із зменшенням водневого показника (рН) розчинів. Зі зростанням концентрації газів і особливо кисню у водах природні потенціали збільшуються. При інтенсивному русі підземних вод посилюється приплив кисню та винесення продуктів хімічних реакцій, що забезпечує стійке перебіг реакцій.

Слід зазначити, що окислювально-відновна активність значно вище дифузійно-адсорбційної та фільтраційної активності. Амплітуда аномалій, пов'язаних з окислювально-відновними процесами, може досягати 1000 мВ.

**Геофільтраційна активність.** Рух води у гірських породах призводить до виникнення електричного поля фільтрації. Природа цього поля пов'язана з утворенням подвійного електричного шару на межі мінерального скелета та порової вологи. У зв'язку з тим, що зовнішня обкладка подвійного електричного шару має дифузійний характер, частина його в рідкій фазі переміщується при русі порової вологи. Зазвичай у природних умовах частина подвійного шару, що нерухомо пов'язана з твердою фазою, має негативний заряд, а рухлива - позитивний. Отже, у бік руху рідини відбувається зміщення позитивних зарядів. Потенціал фільтрації, що виникає на кінцях одиничного капіляра, визначається рівнянням Гельмгольца:

$$U_{\phi} = \frac{\rho \varepsilon \xi}{4\pi \eta} \Delta p,$$

де  $\varepsilon$ ,  $\rho$ ,  $\eta$  - відповідно діелектрична проникність, питомий електричний опір і в'язкість розчину;  $\xi$  - потенціал, що визначає стрибок потенціалу в дифузному шарі;  $\Delta p$  – перепад тиску на кінцях капіляра. Найбільш важливі висновки, які впливають із формули Гельмгольца, можна сформулювати так:

1. Фільтраційні потенціали пропорційні перепаду тиску між областями гірського масиву, де формується підземний потік і місцем, де він розвантажується.

2. Під дією перепаду тиску виникає рух рідини по капілярах, причому швидкість руху пропорційна тиску. Отже, швидкість фільтрації та електричні потенціали лінійно пов'язані.

3. Чим вище опір порової вологи, тим вище геофільтраційний потенціал. Таким чином, найбільш сильні електричні поля виникатимуть у регіонах з пресними та ультрапресними водами.

Вивчення потенціалів фільтрації на моделях тріщинуватих середовищ показало, що їх величини залежать від ступеня розкриття та заповнення тріщин. Коли ширина тріщин стає більше 2-3 мм, значення потенціалів різко падають. Наявність у тріщинах піщанистого заповнювача тягне у себе збільшення потенціалів, причому максимальні їх значення спостерігаються при 40 %-ном заповненні. У той же час присутність у заповнювачі глинистих фракцій призводить до різкого зниження значень потенціалів фільтрації за рахунок електронних явищ дифузійно-адсорбційного походження. Наприклад, було встановлено, що наявність глинистого матеріалу, що заповнює пори в піску, зменшує величину потенціалу фільтрації, що спостерігається, в 8-9 разів.

У однорідних проникних ґрунтах електрофільтраційні потенціали відображають поведінку гідроізопіс. Вони зростають у напрямі руху потоку, причому їх інтенсивність пропорційна гідравлічним градієнтам. Карти рівних значень потенціалів характеризують просторову форму фільтраційного потоку, напрямок його руху і до певної міри швидкість. За рівнем аномалій фільтраційні

потенціали займають проміжне положення між дифузійно-адсорбційними і окислювально-відновними полями. В основному значення фільтраційних аномалій при рівні мінералізації порядку 0.1-0.5 г/л не перевищують 100-150 мВ. Значні за величиною аномалії спостерігаються у горах, де є сильний перепад тисків між рівнем ґрунтових вод у долинах та на перевалах. Крім цього, значно посилює ефект інфікування ультрапресних талих вод. З цієї причини нерідко аномалії ЄП в го-рах досягають значень 300-500 мВ. Відомі випадки, коли за абсолютними значеннями вони перевищували 1000 мВ. В Андах виявлено негативну фільтраційну аномалію ЕП, що має амплітуду близько 2000 мВ.

### **1.5 Викликана поляризація гірських порід**

**Викликаною поляризацією (ВП)** називається вторинне електричне поле, що має електрохімічну природу і спостерігається, як процес збільшення різниці потенціалів на приймальних електродах після включення струму і, як процес зменшення різниці потенціалів після вимкнення струму. Викликана поляризація спостерігається тільки в неоднорідних (гетерогенних), багатофазних середовищах і пов'язана з електрохімічними реакціями, які протікають на межі між рідкою і твердою фазою під дією зовнішнього поля.

Для кількісної оцінки викликаної поляризації зазвичай використовують відношення ЕРС поляризації  $U_{UP}$  до різниці потенціалів зовнішнього поля  $U_{PP}$ , яке є сумарним полем омичного походження і ВП. Це відношення називається коефіцієнтом поляризованості гірських порід і виражається у відсотках:

$$\eta = \frac{\Delta U_{ВП}}{\Delta U_{PP}} 100\% .$$

Розрізняють ВП іонопровідних порід та електронних провідників. Високі значення ВП спостерігаються для добре провідних рудних утворень. При цьому об'ємні концентрації рудних вкраплень у кілька відсотків викликають ефекти, які при наземній зйомці чітко фіксуються як аномалії ВП. Тому метод ВП є

провідним методом геофізики при пошуках та розвідці вкраплених та прожилково-вкраплених руд.

Природа ВП різноманітна, і немає єдиного механізму, який міг би пояснити всі електричні явища, пов'язані з накопиченням зарядів під дією струму в геологічному середовищі. ВП обумовлено такими явищами:

- хімічною поляризацією на контакті між електролітом і мінералами з електронним типом провідності (колчеданні, залізні руди (не окисли), самородні метали, антрацит і графіт);
- дифузними явищами, що розвиваються поблизу поверхні рудного електронного провідника;
- об'ємною поляризацією розчинів, що заповнюють пори «порожніх» (нерудних) порід та ін.

З формальної точки зору ВП призводить до збільшення питомого опору гірських порід у процесі заряджання постійним або низькочастотним струмом. Через свою інерційність процес ВП не встигає розвиватися на частотах понад 10-15 Гц. Тому напруга  $\Delta U_{ВП}$  практично збігається з різницею між результатом вимірювань  $\Delta U$  на низькій ( $f_{низ} < 3-5$  Гц) та високій частоті ( $f_{вис} > 10-15$  Гц). При цьому  $\Delta U_{ВП}$  досить точно відповідає напруги, яка вимірюється на низькій частоті. Можна ввести параметр, аналогічний  $\eta$  і званий відсотково-частотним ефектом PFE:

$$PFE = \frac{\Delta U(f_{низ}) - \Delta U(f_{вис})}{\Delta U(f_{низ})} 100\% .$$

Вимірювання ВП на змінному струмі дають масу переваг: не потрібен облік поляризації приймальних електродів, полегшується прийом і обробка аналогових сигналів, можна працювати на значно нижчих струмах.

Значення  $\Delta U_{ВП}$  може бути виміряно через деякий час затримки після виключення поляризуючого поля. Це так званий режим ВП на постійному струмі. Зазвичай час затримки при вимірах ВП становить 0,3-0,5 с. Значення зовнішнього

поляризуючого поля  $\Delta U_{ПП}$  вимірюється після тривалої зарядки середовища безпосередньо перед вимкненням струму. Оскільки коефіцієнт поляризації залежить від часу реєстрації сигналів, формула містить вказівку часу затримки  $t_{задер}$  і часу зарядки  $t_{зар}$ :

$$\eta(t_{задер}, t_{зар}) = \frac{\Delta U_{ВП}(t_{задер})}{\Delta U_{ПП}(t_{зар})} 100\%$$

Об'єктивною фізичною характеристикою здатності гірських порід до поляризації під дією зовнішнього поля є їхня перехідна характеристика ВП (ПХ) (рис. 1.12):

$$\eta(t_{зар}) = \frac{\Delta U_{ВП}(t_{задер} = 0)}{\Delta U_{ПП}(t_{зар})} 100\% \quad \text{и} \quad \eta(t_{задер}) = \left(1 - \frac{\Delta U_{ВП}(t_{задер})}{\Delta U_{ПП}(t_{зар} = \infty)}\right) 100\% .$$

При цьому ПХ в першому і в другому випадку повинні бути абсолютно однакові через лінійність фізико-хімічних процесів в області малих щільностей струмів. Типова ПХ, отримана в лабораторних умовах на реальному зразку піриту, показана на рис. 1.12.

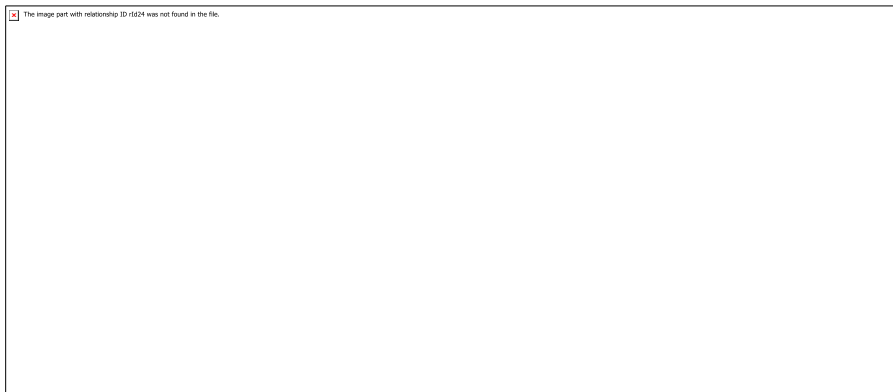


Рисунок 1.12 - Перехідна характеристика ВП зразка піриту з поліметалічної руди. 1 -  $\Delta U_{ВП}(t)$ ; 2 -  $\partial \Delta U_{ВП}(t) / \partial \lg T$  (по В.А.Комарову).

Як видно з малюнка, повний процес зарядки триває більше 0.5 год. Похідна ПХ за логарифмом часу показує, що в зарядці беруть участь три процеси з характерними часами порядку 3-10-2 с, 5 с і більше 2000 с. Найбільш швидко протікає мілісекундний процес відповідає подолання іонами потенційного

бар'єру подвійного електричного шару, розряду його на поверхні рудного зерна. Повільніший секундний процес протікає з поступовим зміною валентності адсорбованих іонів. Нарешті, найповільніший, годинний процес пов'язаний з збільшенням концентрації іонів поблизу поверхні рудного об'єкта і супроводжує цей процес дифузії. З графіка  $\Delta U_{ВП}(t)$  (рис. 1.12) випливає, що другий процес по амплітуді в кілька разів перевищує перший. Тому реально за фізичних вимірів у польових умовах мілісекундні процеси ВП не виявляються. Слід зазначити, що вимір «швидкого ВП» вимагає спеціальної апаратури і досить складної методики спостережень.

**Викликана поляризація руд.** Переважним у ВП сульфідів є механізм хімічної поляризації, під яким розуміється процес утворення нових речовин на поверхні електронного провідника під дією струму. Наприклад, при катодній поляризації пірротину, залізо відновлюється до елементарного, а при подальшому пропусканні струму утворюються його гідроокисли. При анодній і катодній поляризації галеніту утворюється свинець і т.д. Відносна роль тієї чи іншої конкретної хімічної реакції залежить від складу електронного провідника, від концентрації речовин в електроліті та значення рН розчину.

Важливою особливістю рудної ВП є зростання поляризованості  $\eta$  при збільшенні об'ємної концентрації електронопровідних включень. Ця закономірність описується емпіричною залежністю:

$$\eta = \frac{\beta \cdot \xi}{1 + \beta \cdot \xi}$$

де  $\xi$  - об'ємна концентрація включень;  $\beta$  - коефіцієнт, що залежить від складу і структури включень, а також від часу вимірювань ВП після вимкнення струму.

Проведення експериментів на зразках дало можливість визначити, що в переважній більшості випадків  $\beta$  знаходиться в інтервалі 1÷3. Для зразків мідноколчеданних родовищ середнє значення  $\beta$  близько 2.5. Для поліметалевих руд залежно від текстури руди коефіцієнт  $\beta$  у середньому дорівнює 3.0.

Таким чином, руди мають дуже високу поляризованість, завдяки якій рудні об'єкти яскраво виявляються при наземних пошуках. Невеликі об'ємні концентрації руди 5-10% здатні викликати аномалії ВП більше 10-15%. У методі ВП подібні аномалії є значущими і легко фіксуються сучасною апаратурою.

Викликана поляризація іонопровідних порід. В даний час найбільш повно відображає експериментальні дані про природу ВП електродифузійна теорія Постельникова - Фрідріхсберга. Відповідно до цієї теорії локальні зміни концентрації розчину і супроводжуючі їх дифузійні потенціали виникають у всіх місцях, де змінюється число переносу іонів - частка струму, яка переноситься даним типом іонів. У вузьких капілярах, порівнянних з товщиною подвійного електричного шару (близько 0.1 мкм) і мають надлишок позитивних іонів за рахунок зовнішньої обкладки подвійного шару, числа перенесення іонів різко відрізняються від чисел переносу іонів у широких капілярах, де роль подвійного шару . Саме тому вузькі капіляри називають активними, а широкі пасивними. При цьому в активних капілярах число перенесення катіонів більше, ніж у пасивних, і в цьому випадку зміни чисел перенесення позитивні:

$$\Delta n = n'_k - n''_k = n'_a - n''_a > 0$$

де  $n'_k$  і  $n''_k$  - числа перенесення катіонів у вузькому і широкому капілярах;  $n'_a$  і  $n''_a$  - числа переносу аніонів у тих же капілярах ( $p_k + p_a = 1$ ).

За таких умов, як показано на рис. 1.13, проходження струму зліва направо приведе до зростання концентрації іонів у площині 1 і зменшення її в площині 2. Якщо до пропускання струму градієнти концентрації були постійними, то в міру пропускання струму вони відрізняються тим більше, чим більша зміна чисел перенесення та сила струму в капілярах. Після тривалого пропускання струму, коли буде досягнуто стан рівноваги між привнесом електроліту до площини 1 і зворотним потоком дифузії, на кожній мікро ділянці, що складається з вузького і широкого капілярів, буде спостерігатися падіння потенціалу:



$$\Delta U_{np} = \frac{A_1 l_1 + A_2 l_2}{C_1 - C_2} \ln \frac{C_1}{C_2}, \quad (1.15)$$

де  $A_1 = I/(\alpha_1 \lambda S_1)$ ;  $A_2 = I/(\alpha_2 \lambda S_2)$ ;  $I$  – сила струму в капілярах;  $S_1, S_2$  – поперечний переріз вузького та широкого капілярів;  $l_1, l_2$  – довжина капілярів;  $\alpha_1, \alpha_2$  – коефіцієнти активності, що враховують провідність іонів подвійного шару;  $\lambda$  – еквівалентна електропровідність розчину;  $C_1, C_2$  – концентрація розчину на кінцях капілярів (у площинах 1 та 2 на рис. 1.13).

Після вимкнення струму зміни концентрації, що виникли по краях звужень, створюють дифузійні потенціали, різницю яких на розглянутій мікро ділянці:

$$\Delta U_{ВП} = 2\Delta n \frac{RT}{F} \lg \frac{C_1}{C_2}, \quad (1.16)$$

де  $R$  – постійна газова;  $T$  – абсолютна температура;  $F$  – число Фарадея;  $\Delta n$  – різниця чисел переносу у вузькому та широкому капілярах.

Поляризованість дорівнює відношенню різниць потенціалів, описаних рівняннями (1.16) та (1.15):

$$\eta = \frac{2\Delta n RT (C_1 - C_2)}{F(A_1 l_1 - A_2 l_2)}, \quad (1.17)$$

причому  $\eta$  має позитивний знак, оскільки для  $\Delta n > 0$   $C_1 > C_2$ , а для  $\Delta n < 0$   $C_1 < C_2$  і знак  $\Delta U_{ВП}$  збігається зі знаком  $\Delta U_{ПП}$ . Значення  $\eta$  не залежить від відстані між вимірювальними електродами, так як  $\Delta U_{ВП}$  і  $\Delta U_{ПП}$  по всіх мікроділянках сумуються ідентично. При різноманітних перерізах і довжинах капілярів у формулу (1.17) входять середні «ефективні» параметри структури. Як уже говорилося вище, поляризованість сильно залежить від неоднорідності розрізу, а відповідно до теорії Постельникова-Фрідріхсберга від співвідношення між вузькими і широкими капілярами. Тому залежність ВП від параметрів, які визначають структуру подвійного електричного шару та величину порового простору (вологість, пористість, мінералізація вологи, розмір зерен, глинистість), має складну форму.

*Вологість.* У сухих породах у окремих місцях утримується лише шар міцно-зв'язаної води подвійного електричного шару. Тому умовно вважатимуться, що у разі у гірській породі є лише тонкі капіляри. У результаті місця накопичення вільних зарядів практично відсутні, і процес ВП не розвивається. Навпаки, повністю вологонасичена порода володіє переважно широкими капілярами, і струм безперервно проходить по порах, в яких числа переносу іонів різного знака практично однакові. У природі поступовий перехід від повністю вологонасиченої породи до аерованої породи спостерігається в зоні капілярної облямівки. Тому при зондування капілярна облямівка виділяється максимумом викликаної поляризації.

*Пористість.* Розмір пір діє на ВП так само, як і вологість. Коли порода є масивної, позбавленої тріщинуватості, і майже повністю складається з тонких капілярів, які у зазорах між зернами речовини, процес ВП розвиватися нічого очікувати з вищевказаних причин. При збільшенні пористості до 0.5-1% поляризується різко зростає і для скельних, щільних порід може досягати 3-5%.

Навпаки, коли пористість у гірській породі досягає 15-20% (вологі піски), електричний струм спрямовується по широких капілярах і ВП різко зменшується.

*Мінералізація.* Подвійний електричний шар має максимальну товщину на контакті мінерального скелета і прісної води. Збільшення мінералізації порової вологи призводить до руйнування подвійного електричного шару. Тому підвищення концентрації розчинених солей у питній

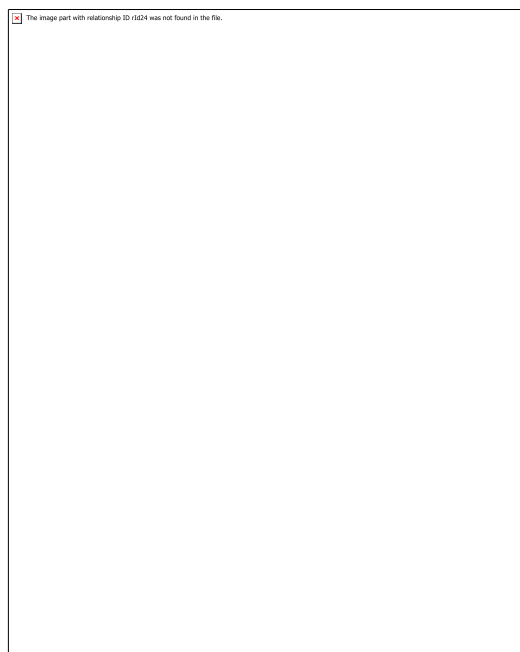


Рисунок 1.13 - Модель капілярної системи (а) та розподіл у ній електроліту (б) та електричного потенціалу (в) після тривалого пропускання струму (за Д.А. Фрідріхсбергом).

воді практично завжди веде до зменшення ВП (рис. 1.14). Як видно з цього малюнка, між поляризуемістю і опором існує пропорційна залежність. Така залежність спостерігається й у польових даних.

*Гранулометричний склад* теригенних порід діє на поляризуемість приблизно так само, як і пористість. При певному розмірі зерен і відповідної дисперсії цих розмірів досягається оптимальне співвідношення між вузькими та широкими капілярами. В результаті при розмірі зерен 100-200 мкм спостерігаються максимум ВП (рис. 1.15.).

*Глинистість.* Частинки глини утворюють навколо себе потужний подвійний електричний шар. У чистому вигляді глини, позбавлені сульфідної мінералізації, мають невеликі значення ВП, як правило, до 1%. На іншому кінці цього ряду знаходяться чисті, добре сортовані піски, які також мають низьку поляризуемість. При певному співвідношенні піску і глини спостерігається максимум, який також обумовлений оптимальним співвідношенням активних і пасивних пір. У лабораторних експериментах максимум поляризуемості відзначається при вмісті глини в піску від 3 до 10%.

Залежність поляризуемості від температури більшості гірських порід немає.

На малюнку 1.16 наводиться зведена діаграма поляризаційних властивостей різних типів гірських порід.

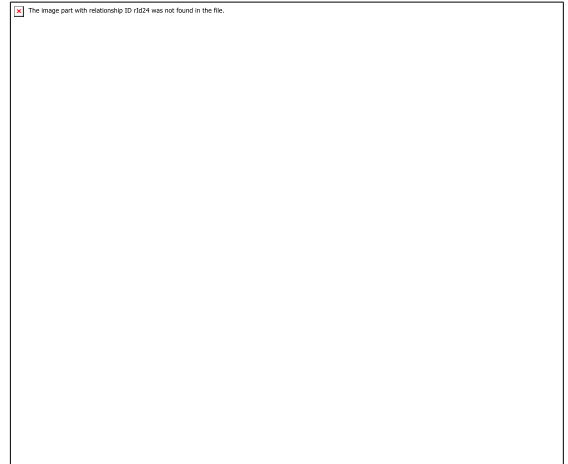


Рис. 1.14. Залежність поляризуемості і опору кварцового піску від концентрації розчину КС1, при вологості 3%, 1зар - 2 хв, 1задер-0.25 с (по В.А.Комарову). Концентрація 1n розчину КС1 дорівнює 75 г/л.

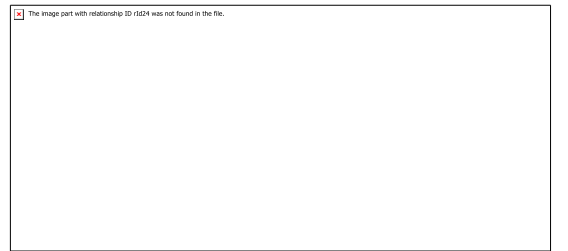


Рис. 1.15. Залежність поляризуемості кварцового піску від діаметра зерен.

З неї видно, що високими значеннями ВП виділяються вкраплені і суцільні руди. Тому метод ВП є потужним інструментом рудної геофізики. Крім цього, метод ВП може застосовуватися для вирішення низки гідрогеологічних завдань і з метою геологічного картування.

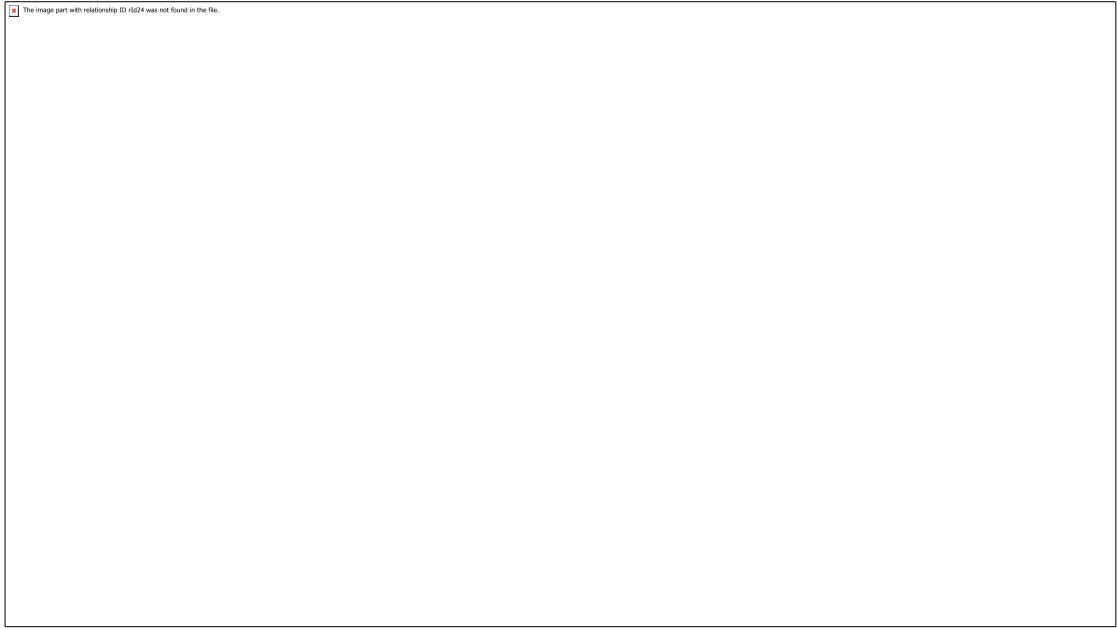


Рис. 1.16. Зведена діаграма поляризованості порід і руд (по В.А.Комарову):

- 1 - породи без помітної вкрапленості електропровідних мінералів;
- 2 - з вкрапленістю сульфідів;
- 3 – графітизовані;
- 4 - вкраплені;
- 5 – суцільні руди.

## РОЗДІЛ 2. ЧАСТОТНЕ ЗОНДУВАННЯ

### 2.1. Основи методу

*Метод частотного зондування (ЧЕЗ)* - один із класичних методів електророзвідки. Він дозволяє отримувати інформацію про зміну опору середовища з глибиною за допомогою дослідження частотних залежностей компонент електромагнітного поля, створюваного штучним джерелом [Хмелевской, 1984; Ваньян, 1997].

Зміна глибинності дослідження в методі ЧЕЗ досягається за рахунок явища скін-ефекту. Воно полягає в тому, що чим вища частота коливань електромагнітного поля, тим більше воно згасає з глибиною. Таким чином, на високих частотах поле охоплює приповерхневу частину середовища, а в міру зниження частоти воно проникає все глибше і починає нести інформацію про нижні шари розрізу.

Електромагнітне поле в методі ЧЕЗ створюється за допомогою заземленої лінії АВ або незаземленої петлі Q. Електричні та магнітні компоненти поля вимірюються на відстані, що істотно перевищує розмір джерела, що дозволяє вважати лінію АВ горизонтальним електричним, а петлю Q – вертикальним магнітним диполем. Частоту струму в джерелі змінюють, що забезпечує зміну глибинності. Результати вимірювань перераховують у криві опору, що здається, які потім інтерпретують.

Історично метод ЧЕЗ, поряд з іншими методами електромагнітного зондування, заснованими на вивченні змінних полів, з'явився в повоєнні роки. Його виникнення пов'язані з іменами А.П. Краєва, О.М. Тихонова, Л.Л. Ваньяна. У той час в електророзвідці використовувалися методи постійного струму, ефективність яких при глибинних дослідженнях була невисока через вплив високоомних шарів (екранів), розвинених в осадовому чохлі платформ. За рахунок того, що постійний струм не міг проникнути в підекранну товщу,

глибинність таких досліджень навіть при великих різницях була низькою. У цій ситуації використання методу ЧЕЗ та інших методів зондування на змінному струмі стало великим кроком уперед. Оскільки за рахунок електромагнітної індукції змінне поле здатне проникати під високоомні екрани, то з'явилася можливість вивчати підекранну товщу. Крім того, використання тільки одного рознесення для проведення зондування різко підвищило продуктивність робіт.

Зараз метод ЧЕЗ застосовується щодо регіонального будови осадового чохла і кристалічного фундаменту платформних областей, під час пошуку і розвідці нафтогазоносних структур і рудних родовищ, і навіть під час вирішення низки інших завдань.

### **Формули для нормальних полів**

Розглянемо нормальні поля ЧЕЗ, тобто поля горизонтального електричного та вертикального магнітного диполів (ГЕД та ВМД) над однорідним напівпростором. Зазначимо, що навіть для цієї, найпростішої, моделі середовища, формули для компонентів поля мають складний вигляд. Тому аналізуватимемо лише висловлювання, що у наближеннях ближньої і дальньої зон [Електророзвідка..., 1989].

Нехай компоненти електромагнітного поля вимірюються в точці, розташованій на відстані  $r$  від джерела, і кут між віссю  $x$  та напрямком на точку спостереження дорівнює  $\varphi$  (рис. 2.1).

ГЕД АВ спрямований по осі  $x$  і має момент  $p^{AB}$  (практично  $p^{AB} = I \cdot |AB|$ , де  $I$  - сила струму,  $|AB|$  - Довжина лінії).

Момент ВМД дорівнює  $p^Q$  (на практиці  $p^Q = I \cdot S \cdot N$ , де  $S$  – площа петлі,  $N$  – число витків). Кругова частота поля  $\omega = 2 \cdot \pi \cdot f = 2 \cdot \pi / T$ , де  $f$  - частота,  $T$  - період коливань поля. Опір напівпростору дорівнює  $\rho$ , магнітна проникність –  $\mu_0$  (породи немагнітні). Хвильове число напівпростору

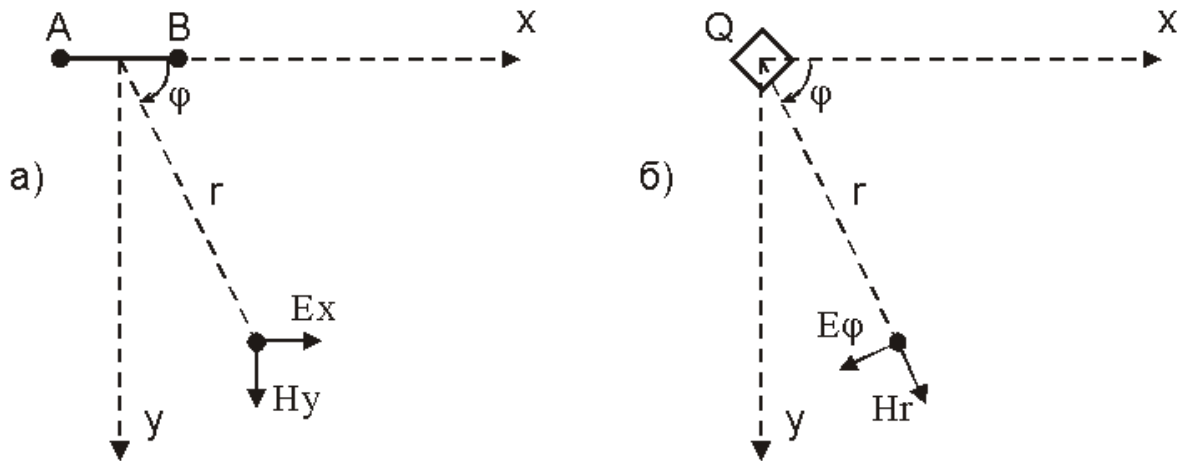


Рис.2.1. Схеми розташування живильних диполів і точок спостереження при використанні як джерело: а) лінії АВ, б) петлі Q.

Дальня зона відповідає великим значенням параметра ( $|kr| \gg 1$ ). Таким чином, йдеться про високі частоти і великі розноси.

Ближня зона відповідає  $|kr| \ll 1$ , у цьому випадку маються на увазі низькі частоти та маленькі розноси.

Оскільки параметр  $|kr|$  залежить також від опору середовища, то ті самі частоти і розноси можуть відповідати дальній зоні (над провідним середовищем) або ближній зоні (над високоомним середовищем).

Електромагнітне поле в провідному просторі загасає пропорційно  $e^{-kr}/r^3$ . У ближній зоні  $e^{-kr} \approx 1$ , і ми отримуємо згасання поля, пов'язане лише з геометричним розбіжністю  $1/r^3$ . У дальній зоні й у разі однорідного напівпростору поле буде дуже мало. Однак ми проводимо спостереження на земній поверхні, при цьому верхній напівпростір (атмосфера) має дуже високий опір і його хвильове число близько до нуля. Тому поле в дальній зоні поширюється повітрям, потрапляючи в землю як неоднорідна плоска хвиля.

Розглянемо вирази для горизонтальної електричної ( $E_x$ ), горизонтальної магнітної ( $H_y$ ) і вертикальної магнітної ( $H_z$ ) компонент поля в точці спостереження (рис. 2.1).

У ближній зоні горизонтального електричного диполя:

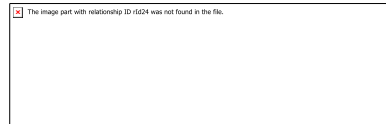
$$E_x = \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{3 \cdot \cos^2 \varphi - 1}{r^3} \cdot \rho \quad (13.1)$$

$$H_y = -\frac{p^{AB}}{2\pi} \frac{\sin^2 \varphi - 0.5}{r^2} \quad (13.2)$$

$$H_z = \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{\sin \varphi}{2 \cdot r^2} \quad (13.3)$$

У ближній зоні вертикального магнітного диполя (в циліндричній системі координат):

$$E_\varphi = i\omega\mu_0 \frac{p^Q}{2\pi} \frac{1}{2 \cdot r^2} \quad (13.4)$$



(13.5)

$$H_z = -\frac{p^Q}{2\pi} \cdot \frac{1}{2 \cdot r^3} \quad (13.6)$$

З формул видно, що більшість компонент поля в ближній зоні не залежать від опору напівпростору  $\rho$ . Крім того, глибина проникнення поля в ближній зоні визначається не частотою, а розносом. Тому ЧЕЗ у ближній зоні неможливе. В умовах ближньої зони виконуються геометричні зондування, в основному з вимірюванням електричної компоненти поля ГЕД (методи постійного струму).

Таким чином, при виконанні ЧЕЗ необхідно використовувати досить високі частоти та великі розноси. В іншому випадку область низьких частот потрапить у ближню зону і буде неінформативною.



У дальній зоні ГЕД:

$$E_x = \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{3 \cdot \cos^2 \varphi - 2}{r^3} \cdot \rho \quad (13.7)$$

$$H_y = \frac{1}{\sqrt{-i\omega\mu_0}} \cdot \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{3 \cos^2 \varphi - 2}{r^3} \cdot \sqrt{\rho} \quad (13.8)$$

$$H_z = \frac{1}{-i\omega\mu_0} \cdot \frac{p^{AB}}{2\pi} \cdot \frac{3 \sin \varphi}{r^4} \cdot \rho \quad (13.9)$$

У дальній зоні ВМД:

$$E_\varphi = -\frac{p^Q}{2\pi} \cdot \frac{3}{r^4} \cdot \rho \quad (13.10)$$

$$H_r = \frac{1}{\sqrt{-i\omega\mu_0}} \cdot \frac{p^Q}{2\pi} \cdot \frac{3}{r^4} \cdot \sqrt{\rho} \quad (13.11)$$

$$H_z = \frac{1}{i\omega\mu_0} \cdot \frac{p^Q}{2\pi} \cdot \frac{9}{r^5} \cdot \rho \quad (13.12)$$

Таким чином, що в дальній зоні всі компоненти поля залежать від опору напівпростору  $\rho$ . Виражаючи величину  $\rho$  через значення відповідних компонент поля, отримаємо формули для визначення УЕС напівпростір. Використовуючи ці формули на практиці для реальних неоднорідних середовищ, отримуємо опір  $\rho_\omega$ , що здається.

Глибина проникнення поля в дальній зоні залежатиме від частоти, а відповідно  $\rho_\omega$  відобразатиме опір розрізу від земної поверхні до цієї глибини.

Зазначимо, що у дальній зоні  $E_x/H_y = \sqrt{-i\omega\mu_0\rho}$ . Дане відношення, зване імпедансом, збігається зі значенням імпедансу плоскої хвилі, що розглядається в методі магнітотелуричного зондування.

Також зауважимо, що компоненти  $E_x$  і  $H_y$  поля ГЕД спадають у міру віддалення від диполя як  $1/r^3$ , компонента  $H_z$  поля ГЕД і компоненти  $E_x$  і  $H_y$  поля

ВМД убувають як  $1/r^4$ , нарешті, компонента  $H_z$  поля ВМД убуває як  $1/r^5$ . Чим повільніше це спадання, тим більших розносах можна проводити достовірні виміри даної компоненти. Вимірювання на великих розносах важливі тому, що тут перехід у ближню зону відбувається на нижчих частотах і тим самим глибинність досліджень підвищується.

## 2.2. Методика польових робіт

### Джерела поля

Як зазначалося, у методі ЧЕЗ застосовуються два способи збудження поля. При гальванічному збудженні використовується заземлена лінія АВ. Слід зазначити, що таке джерело збуджує поле не тільки гальванічно, за рахунок струмів, що стікають з електродів, але й індукційно, за рахунок струмів, що течуть у дроті. Таким чином, при використанні лінії АВ, що живиться змінним струмом, правильніше говорити про змішане збудження поля. Розміри лінії живлення можуть коливатися від ста метрів до перших кілометрів. Для створення в лінії АВ великих струмів необхідно зробити мінімальним її опір, який складається з опору дроту та опорів двох заземлень. Як правило, для лінії АВ використовують мідний провід великого перерізу (ГПМП), що має опір 3 Ом/км. Для зменшення опору заземлення застосовують паралельне з'єднання мережі електродів чи буровий інструмент (шнеки). При цьому важливо здійснити контакт електрода з породами, що добре проводять, найкраще глинами.

При індукційному збудженні застосовується незаземлена петля Q. Через петлю пропускається змінний електричний струм, який створює в просторі, що оточує петлю, змінне магнітне поле, яке, своєю чергою, індукує струми в землі. Незаземлена петля застосовується як джерело електромагнітного поля рідко. Це пов'язано з двома основними причинами: 1) всі компоненти поля магнітного диполя згасають у міру збільшення рознесення на порядок швидше, ніж

компоненти поля заземленого електричного диполя, 2) розкладка великої петлі живлення більш трудомістка, ніж створення лінії АВ.

### **Датчики поля**

Для вимірювання електричних компонентів у методі ЧЕЗ використовуються заземлені лінії MN. Довжина приймальних ліній становить, зазвичай, перші сотні метрів. Як заземлювачів приймальної лінії можуть використовуватися як поляризуючі, так і електроди, що неполяризуються. Найчастіше на практиці використовують сталеві штирьові заземлення. З входом вимірювального пристрою електроди з'єднуються легким польовим дротом типу ПСРП-0.35 або ПСРП-0.5.

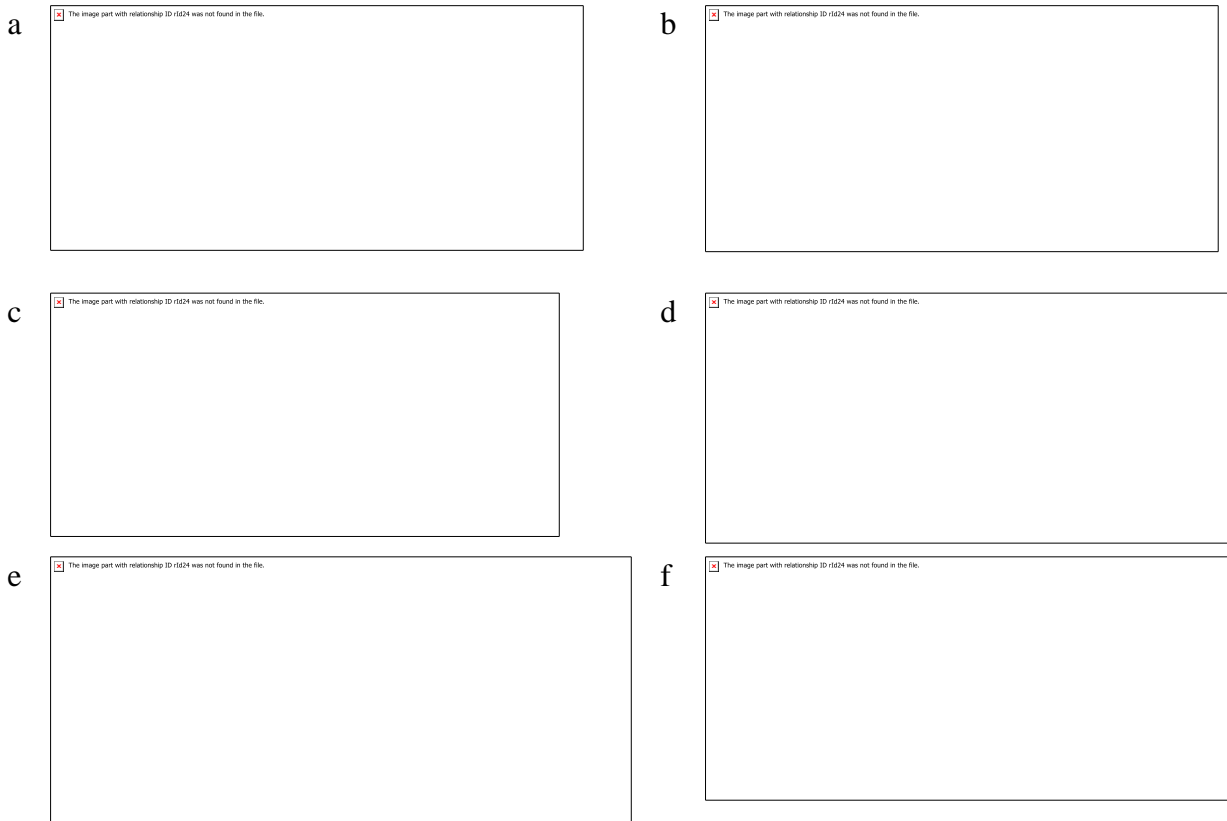
Для вимірювання магнітних компонентів використовують петлі та індукційні датчики. Вертикальна складова магнітного поля ( $H_z$ ), як правило, вимірюється за допомогою великої (порядку  $100 \cdot 100$  м) багатовиткової (наприклад, 23 витки) петлі, що представляє собою багатожильний кабель марки КСПВ, що викладається на поверхні землі у вигляді квадрата. Ефективна площа такої петлі становить  $23 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>. Основні переваги петлі складаються у великій площі інтегрування поля (згладжування впливу невеликих приповерхневих неоднорідностей) і без необхідності враховувати власну частотну характеристику в дуже широкому діапазоні частот. Однак, для розкладки такої петлі потрібен досить великий відкритий простір.

Вимірювання горизонтальних компонент магнітного поля проводиться за допомогою індукційних датчиків, наприклад з комплекту станції ЦЕС-2. Вони являють собою багатовиткові котушки з сердечником з феромагнітного матеріалу - пермалою. Загальна довжина датчика – 2 м, вага – 15 кг. Ефективна площа датчика становить  $6 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>. Індукційний датчик легко і просто встановлювати, але він чутливий до локальних неоднорідностей, схильний до впливу вібрації і має власну складну частотну характеристику, яку необхідно враховувати при обробці даних.

## Типи установок

У методі ЧЕЗ є багато можливих варіантів установок. У полі електричного диполя найбільш доцільно використовувати екваторіальну установку та вимірювати компоненти  $E_x$ ,  $H_y$  та  $H_z$ , які на екваторі диполя максимальні. Іноді використовується досить технологічна осьова установка – при цьому можуть реєструватися компоненти  $E_x$  і  $H_y$ . Поле петлі має циліндричну симетрію, тому в цьому випадку вимірюють, як правило, компоненти  $E_\varphi$ ,  $H_r$  і  $H_z$ .

Рознесення між джерелом і приймачем, а також робочі частоти, вибираються відповідно до розв'язуваного завдання, можливостей апаратури та умов дальньої зони ( $kr \gg 1$ ). Рознос, як правило, повинен у 3-5 разів перевищувати досліджувану глибину.



Польові установки методу ЧЕЗ-ВП: а - електричні горизонтальні живильний (AB) і приймальний (MN) диполі; в - горизонтальний живильний електричний (AB) і приймальний вертикальний магнітний (Q) диполі; с - вертикальний

магнітний живильний (Q) і горизонтальний приймальний електричний (MN) диполі; d - вертикальний магнітний живильний (Q) і приймальний вертикальний магнітний (Q') диполі, e - електричні горизонтальні живильний (AB) і приймальний (MN) диполі (осьова установка); f - Горизонтальний живильний електричний (AB) і приймальний індукційний магнітний (Hy) датчик.

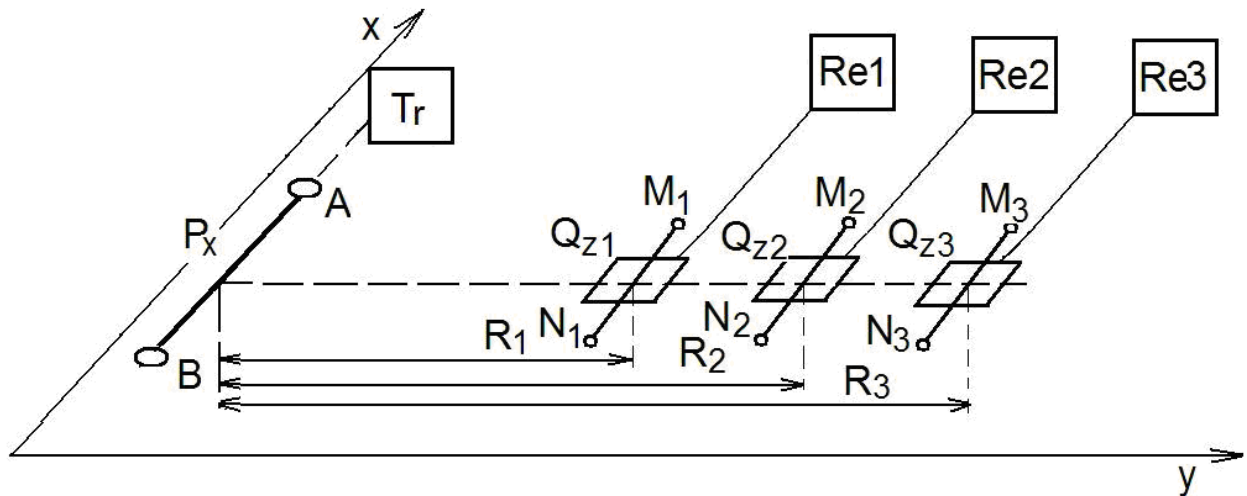
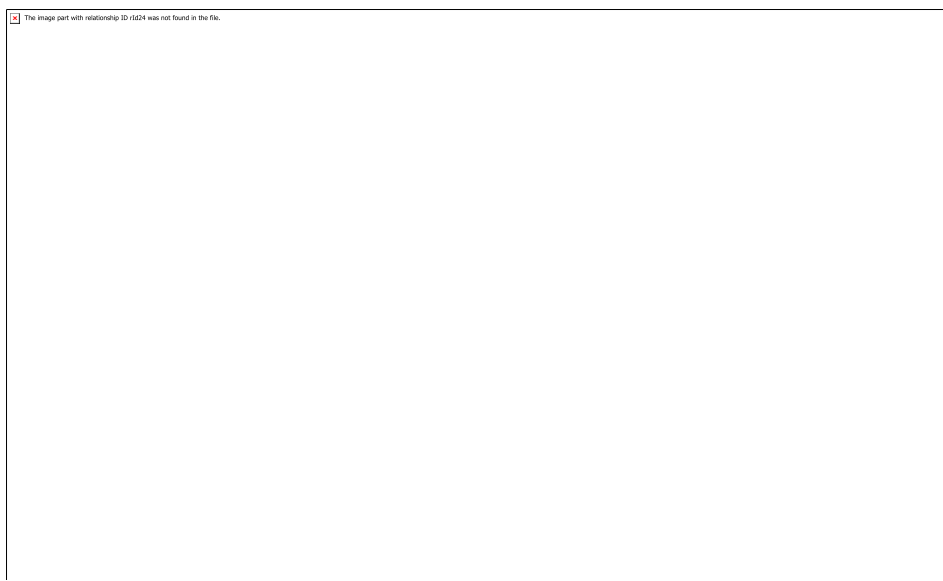


Схема польових спостережень з екваторіальною установкою методом ЧЭЗ:

$P_x$  –заземлений електричний диполь (AB);  $R_{yn}$  - рознесення установки (відстань між живильним диполем AB і приймальними  $MN_n$  і  $Q_n$  електричним і магнітним перетворювачами поля;  $Tr$  - генератор змінного струму;  $Ren$  - реєстратори сигналів.

### РОЗДІЛ 3. АПАРАТУРА МЕТОЧУ ЧЕЗ

Система Фенікс V5 2000 є лідером на світовому ринку електромагнітних систем для геофізичного застосування. Серія продуктів включає різноманітність міцних, легких, багатоканальних приладів і набір програмного забезпечення для обробки, редагування та перегляду даних. Прилади можуть реєструвати два канали електричних складових від пористих неполяризованих електродів та/або два-три канали магнітної компонент від індукційних індукційних датчиків або петлі. Прилади синхронізовані за Координованим Світовим Часом, через сигнали від супутників GPS.



Комплект станції Фенікс

Геофізики використовують систему Фенікс V5 2000 у наукових та індустріальних цілях. Магнітотелуричні техніки використовуються при дослідженнях для

- пошуків нафти та газу
- діамантів( кімберлітів)
- неблагородних та дорогоцінних металів (до глибини 2000 метрів)
- підземної води
- геотермальних джерел

- промислових мінералів
- ... і контролю над :
- місцями захоронення небезпечних відходів
- ставками з покидьками
- вуглеводневими джерелами
- геотермальними джерелами
- зонами зсувів
- дамбами та греблями
- карстовими місцевостями
- діючими зрушеннями та зонами землетрусів
- національними стратегічними об'єктами

Магнітотелуричні техніки зазвичай використовуються в суто дослідницьких цілях, таких як глибоке дослідження земної кори.

Гнучкість системи Фенікс 2000 робить можливим втілення цієї ідеї в життя шляхом вибору комбінації приладів, найбільш підходящих для застосування.

У типовому дослідженні день роботи, що покриває кілька гектарів, може вимагати один п'ятиканальний прилад та чотири або п'ять двоканальних приладів.

Розвиток та мініатюризація електронної елементної бази зробили можливим приступити до створення багатофункціональної апаратури, реалізує в одному приладі, здавалося раніше не сумісні функції, як, наприклад, методи МТЗ та ВЕЗ. Багатофункціональні 4-х та 8-ми канальні приймачі Гепард показано на рис. 3.1а) та в). Прилади мають високу чутливість, дуже малий рівень власних шумів (Менше 0.1 мкВ), дуже широкий частотний діапазон (50 000-0.0001Гц). Електронна структура приймачів включає всі елементи, характерні для 5-го покоління функціональної апаратури: комунікаційна плата, аналогові підсилювачі на кожний канал, 24-х розрядний аналого-цифровий перетворювач, плата основного процесора, плата синхронізації, калібрувальна плата, інтернет

плата, SD карт рідер/райтер, сенсорний екран, що виконує роль дисплея та клавіатури. Додатково кожен канал має плату фільтрів, на який встановлені режекторні фільтри першої гармоніки промислової частоти (50/60 Гц), а також парних та непарних гармонік цієї частоти, що потрапляють до частотного діапазону приладу. На платі також встановлені фільтри верхніх і нижніх частот. Посилена аналогова фільтрація дозволяє використовувати прилад в міських умовах, на території працюючих гірничих підприємств та поблизу потужних ліній електропередач. Ще однією відмінною особливістю приладу є гнучка конфігурація каналів. Тобто кожен канал може працювати як електричний, і магнітний. Електронне перемикання виконується з екрана приладу. Зручний інтерфейс дозволяє вибрати застосовуваний метод та параметри реєстрації електромагнітного поля з дисплея приладу, або записати їх в польовому таборі на картку SD за допомогою персонального комп'ютера. Такий пристрій приладу та програмного забезпечення до нього дозволяє економічно та геологічно ефективно реалізувати практично все наземні та підводні геофізичні методи (виключаючи георадар).

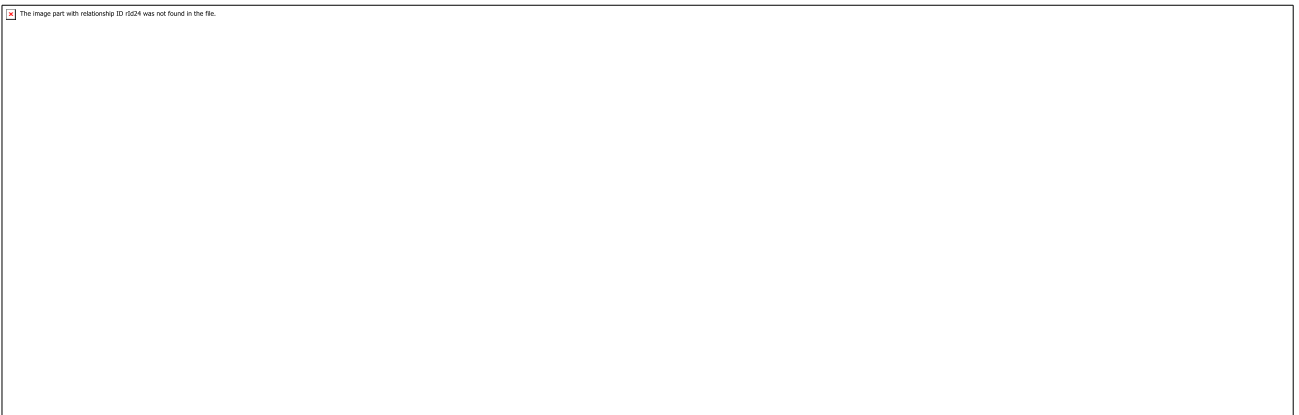


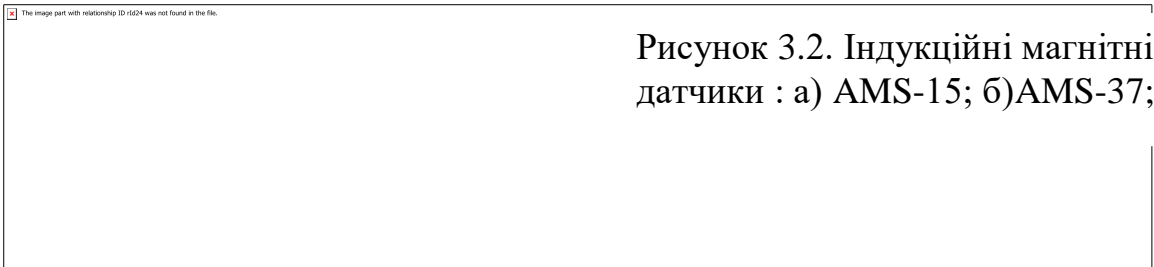
Рисунок 3.1 Багатофункціональна геофізична ЕМ апаратура; а) 4-х каналний GEPARD-4A; б) багатофункціональне геофізичне джерело струму АТ-100; в) 8-ми каналний GEPARD-8A.

Для реалізації методів, що використовують штучне електромагнітне поле прилади Гепард комплектуються переносними, широкодіапазонним геофізичним генератором струму АТ-100 (рис. 3.1 б).



### Датчики магнітного та електричного поля та польове приладдя

Датчиками магнітних компонентів електромагнітного поля є: для АМТ діапазону індукційний датчик AMS-15 (частотний діапазон 50000-1Гц), для МТЗ діапазону датчик AMS-37 (діапазон 500-0.0001 Гц). Зовнішній вигляд датчиків показано на рис. 3.2. Кожен датчик має магнітний сердечник, секційовану мідну котушку, екран електричного поля, малошумний підсилювач і калібрувальну обмотування. Для польових вимірювань датчики можуть закопуватися або забурюватися у землю.



Для високопродуктивної, всесезонної установки датчиків на будь-якому ґрунті випускаються спеціальні прецизійні триноги. Триноги випускаються 3-х видів: вертикальні, горизонтальні і найефективніші - тривісні. Триноги легко і швидко переводяться з транспортного становища до робочого і назад. Індукційні датчики зберігаються у триногах як під час вимірювань, так і під час транспортування. Для зручного транспортування тренувань вони комплектуються спеціальними сумками, рюкзаками, станинами. Застосування триног дозволяє забезпечити високу точність установки магнітних датчиків у будь-який час року та на будь-якому ґрунті, термостабілізувати індукційні датчики, а також суттєво (у 2-3 рази) підвищити продуктивність польових робіт.

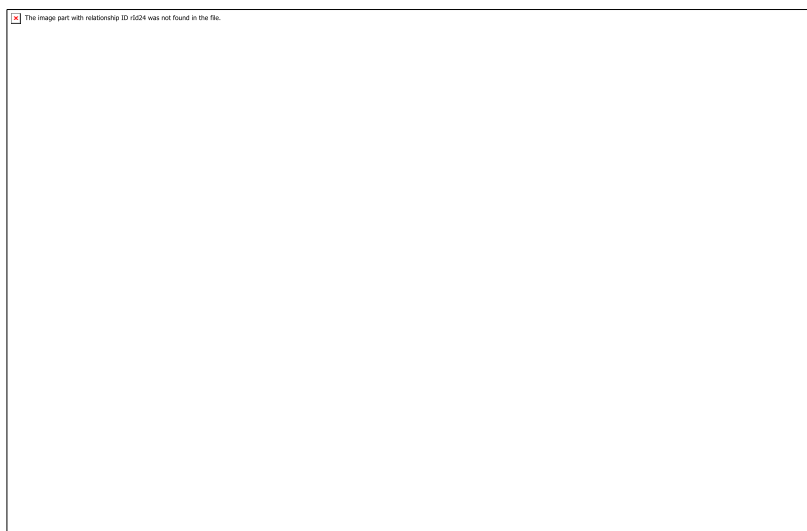


Рис. 3.3. Прецизійні польові триноги для індукційних магнітних датчиків; а) TRI-1/30; б) TRI-1/30/1; в) TRI-3/30; г) TRI-1/50/1; д) TRI-1/50; е) TRI-3/50.

Роботи методом МТЗ проводяться з використанням апаратури MTU виробництва фірми Phoenix Geophysics (Канада). Реєстратори MTU мають ряд переваг, що істотно полегшують проведення магнітотелуричних зондувань. Насамперед, це компактність, мобільність та можливість роботи в автономному режимі. Крім того, наявність вбудованого модуля GPS дозволяє вести записи компонентів магнітотелуричного поля в синхронному режимі, що дозволяє істотно підвищити якість отриманих даних на етапі початкової обробки. Схема розміщення станцій представлена рисунку 3.4.

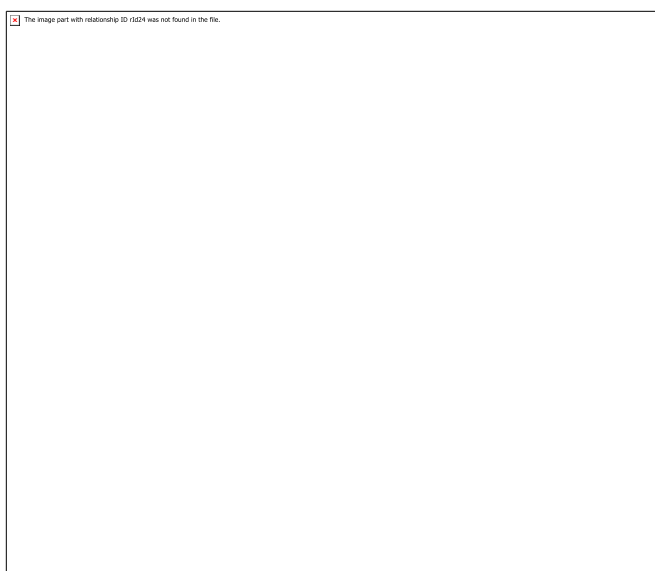


Рисунок 3.3. Схема польової установки MTU

Методика робіт на точці:

- польові точки зондувань вибираються на порівняно рівному майданчику розміром 100×100 м;
- вітрові перешкоди усуваються шляхом розміщення індукційних датчиків та електричних диполів у канавах, що прикопуються землею (вертикальний магнітний датчик забурюється у землю за допомогою спеціального ручного бура);
- використовується п'ятиелектродна хрестоподібна електрична вимірювальна установка, заземлена слабополяризується електродами;
- азимути розстановки ліній і датчиків вибираються або з боків світла, або з мережі спостережень, або відповідно до орієнтації геологічних структур;
- лінії електричних датчиків викладаються по бусолі;
- магнітні датчики виставляються за рівнем і бусолі.

Контрольні спостереження виконуються відповідно до інструктивних вимог різними комплектами апаратури зі зміною вимірювальної установки, в обсязі 5 % від загального обсягу робіт, безпосередньо на пунктах площі. Похибка контрольних спостережень основних компонентів тензора не повинна перевищувати 5 % за модулем імпедансу, 3% за фазою.

Під час польових робіт проводиться попередня обробка даних з метою контролю якості матеріалів, що отримуються:

- 1) обробка регламентних записів;
- 2) обробка рядових зондувань в «одиначному» режимі (без використання синхронних записів віддалених станцій);
- 3) обробка та зіставлення контрольних спостережень.

## РОЗДІЛ 4. АПАРАТУРНІ ВИКРИВЛЕННЯ ВИМІРЮВАНОВОГО СИГНАЛУ ТА ЗАСОБИ ЇХ КОМПЕНСАЦІЇ

Обробка даних ЧЕЗ полягає в розрахунку кривих опору, що здається. Для цього спочатку значення  $DU_{Ex}$ ,  $DU_{Hy}$  та  $DU_{Hz}$  (різниці потенціалів, виміряні лінією MN, індукційним датчиком та петлею) перераховують в амплітуди компонент  $E_x$ ,  $H_y$  та  $H_z$  за формулами:

$$H_y = \frac{\Delta U_{Hy}}{K}, \quad H_z = \frac{\Delta U_{Hz}}{\omega \mu_0 n S}$$

де  $|MN|$  - довжина приймальної лінії,  $K$  - частотна характеристика індукційного датчика,  $n$  - число витків у петлі,  $S$  - площа петлі.

Ці операції можуть бути виконані за допомогою програми *FSInProV*, що забезпечує введення вимірних значень і параметрів установок, розрахунок кривих опору, що здається, і їх візуалізацію.

Криві уявного опору  $r_w$  будуються на білогарифмічних бланках, причому у методі ЧЕЗ по горизонталі відкладається корінь із періоду коливань поля .

Закономірності кривих ЧЕЗ

Щоб зрозуміти загальні закономірності поведінки кривих ЧЕЗ, розглянемо деякі чотиришарові моделі.

Моделі А і В імітують два чотиришарові геоелектричні розрізи, що найчастіше зустрічаються на практиці. В основі розрізу лежить високоомний шар – фундамент. Його покриває тришарова осадова товща, що включає високоомний екран (модель А), або без екрана (модель В). Параметри моделей такі:

Модель А	Модель В
$\rho_1 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м} \quad h_1 = 100 \text{ м}$	$\rho_1 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м} \quad h_1 = 100 \text{ м}$
$\rho_2 = 3000 \text{ Ом}\cdot\text{м} \quad h_2 = 500 \text{ м}$	$\rho_2 = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м} \quad h_2 = 500 \text{ м}$
$\rho_3 = 2 \text{ Ом}\cdot\text{м} \quad h_3 = 500 \text{ м}$	$\rho_3 = 2 \text{ Ом}\cdot\text{м} \quad h_3 = 500 \text{ м}$
$\rho_4 = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$	$\rho_4 = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$

Параметри моделі А вибрано не випадково. Подібний геоелектричний розріз характерний для більшості Російської плити і, відповідно, для району Олександрівського геофізичного полігону [Куликов та ін, 1999]. Перший шар, що проводить, імітує відкладення четвертинного віку та нижнього карбону, представлені перешаровуванням теригенних та карбонатних порід. Другий шар, з питомим опором  $3000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , характеризує відкладення верхнього девону, складеного переважно щільними карбонатними породами. Високий питомий опір цього шару переважно пов'язані з наявністю у ньому тонких прошарків гіпсів і ангідритів. Третій, що проводить шар великої потужності, пов'язаний із теригенними відкладами середнього девону.

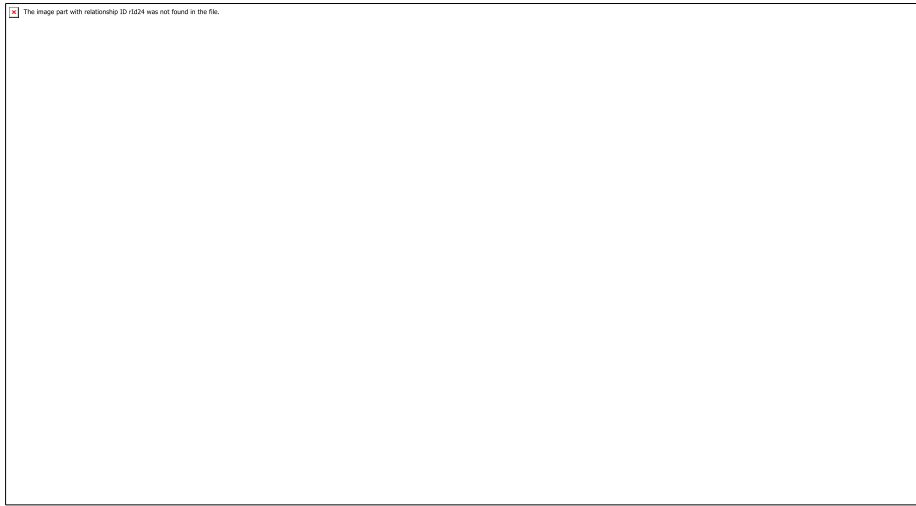


Рисунок 4.1 – Криві уявного питомого опору по горизонтальній електричній і вертикальним магнітним компонентам для моделі В.

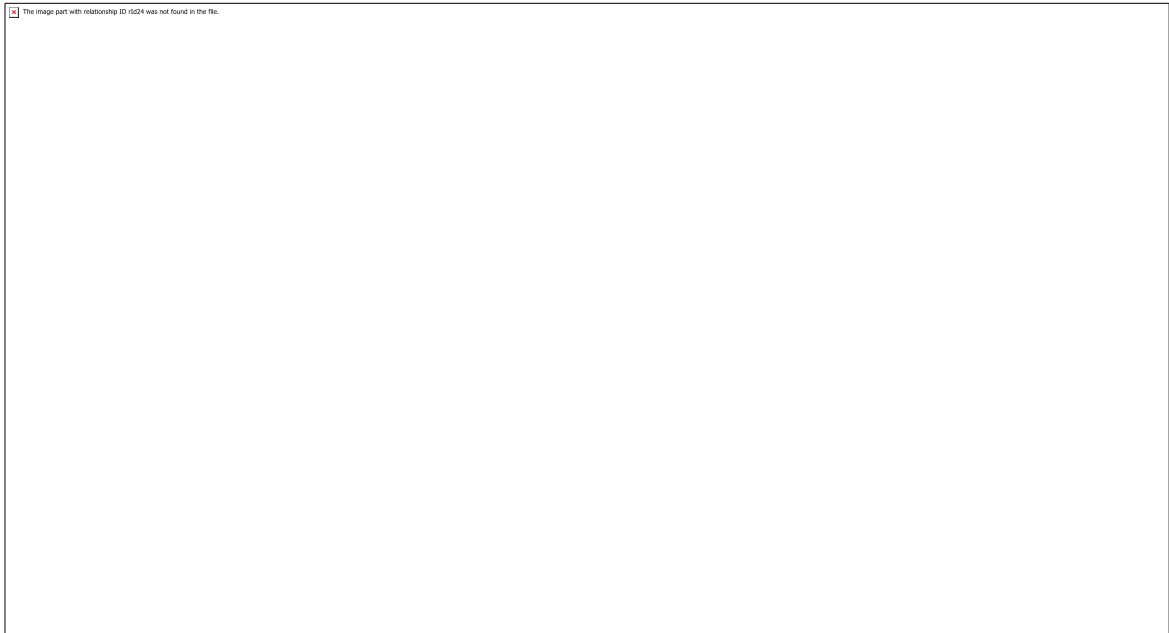


Рис. 4.2 представлені криві  $r_w$ , побудовані за компонентами  $E_x$  і  $H_z$  поля електричного диполя АВ для моделі В.

Низький питомий опір цього шару забезпечують горизонти, насичені сильно мінералізованими водами. Шифр кривих - рознос (в км). На рис. 4.2 представлені криві  $r_w$ , побудовані за компонентами  $E_x$  і  $H_z$  поля електричного диполя АВ для моделі В. У разі горизонтально-шарового розрізу ці криві, як і в інших методах електророзвідки, відображають зміну питомого опору порід з глибиною. Низькоомним шарам відповідають низхідні гілки та мінімуми, а високоомним, відповідно, висхідні гілки та максимуми. Умовно криву опору, що здається, можна розділити на три частини. Ліва частина кривої відноситься до далекої зони ( $kr \gg 1$ ). Тут криві по всіх компонентах збігаються з кривими опору для імпедансу плоскої хвилі (МТЗ) і на високих частотах виходять на асимптоту  $r_w = r_1 = \text{const}$ . Праві гілки кривих  $r_w$  відповідають малим значенням параметра  $|kr|$ . У цій галузі криві  $r_w$  за компонентом  $E_x$  виходять на горизонтальну асимптоту, що відповідає електричному полю постійного струму. Магнітне поле області, де  $|kr| \ll 1$ , дорівнює первинному магнітному полю лінії АВ, і криві  $r_w$  виходять на асимптоту, положення якої залежить тільки від відстані між джерелом та приймачем і не пов'язане з параметрами розрізу. Що більше рознесення, то далі

в область низьких частот зсувається асимптота ближньої зони. Інформативна частина кривої у своїй збільшується.



Рис. 4.3 представлені криві  $rw$ , побудовані за компонентами  $E_x$  і  $H_z$  поля електричного диполя АВ для моделі А.

Аналізуючи криві  $rw$ , отримані у полі електричного диполя АВ, можна сказати, що для моделі А електрична компонента повністю заекранована другим, високоомним шаром і не відчуває під екранної товщі (рис. 4.3). Залежність електричної компоненти поля електричного диполя від наявності екрану пов'язана з тим, що вона містить не тільки індукційну, а й гальванічну складову. Магнітні компоненти  $H_y$  і  $H_z$  несуть інформацію про розріз і закінчуються висхідною гілкою, що відповідає фундаменту. У відсутність ізолятора (модель В) електрична компонента інформативна, другий провідний шар проявляється на кривій  $rw$  у вигляді мінімуму, за яким слідує висхідна гілка. Криві уявного опору, розраховані для імпедансу  $Z_{xy} = E_x/H_y$ , у разі, коли в осадовому чохла присутній високоомний екран, сильно спотворені, і закінчуються крутою висхідною гілкою. Третій, провідний шар виділяється цих кривих як невеликого мінімуму. Для моделі без екрана (модель У) крива  $rw$ , побудована по імпедансу, у широкому діапазоні частот співпадає з кривою МТЗ.

Часто при інтерпретації даних електророзвідки доводиться розглядати товщу, представлену перешаровуванням порід з різним опором, як один шар. Опір даного шару буде різним залежно від напрямку, у якому тече струм. Такий шар називається анізотропним. Опір уздовж шаруватості дорівнює  $rl$ , опір хрест шаруватості -  $rn$ . У нашому випадку найяскравіше анізотропія проявляється при заміні всієї пачки верхньодевонських відкладень на один шар (другий шар моделей А та В).

Коефіцієнт анізотропії для цієї товщі може досягати 50. Метод ЧЕЗ з електричним диполем живлення дозволяє отримувати і поздовжні, і поперечні опори анізотропної товщі ( $rl$  і  $rn$ ). Так, в магнітних компонентах поля дається знака  $rl$ , а в електричній - і  $rl$ , і  $rn$ .

У разі коли джерелом є петля  $Q$ , гальванічна складова поля відсутня, і всі компоненти несуть інформацію про підекранну товщу незалежно від опору екрану (рис. 4.1).

Як приклад на рис. 4.1 наведено криві  $gw$  за компонентами  $E_x$  та  $H_z$ , отримані на Олександрівському полігоні під час навчальних студентських практик. Ми бачимо, що ситуація в даному районі аналогічна до моделі А. Магнітна компонента  $H_z$  відображає зміну геоелектричного розрізу по вертикалі, а електрична компонента на високих частотах (починаючи з 100 Гц) виходить на асимптоту ближньої зони.

### **Інтерпретація кривих ЧЕЗ**

Для оцінки узагальнених параметрів розрізу по кривих ЧЕЗ застосовується метод інтерпретації за асимптотами (див. приклад на рис. 13.5). Він полягає в тому, що до висхідних і низхідних гілок кривих  $gw$  проводяться дотичні під кутом 63 градуси, і по точках перетину цих дотичних з віссю  $gw = 1$  визначаються глибина до покрівлі провідного шару (для низхідної гілки) або сумарна поздовжня провідність товщі, ізолятор (для висхідної гілки). Інтерпретація за



асимптотами дозволяє скласти початкову геоелектричну модель для подальшого застосування методу підбору.

Одновимірною інтерпретацією кривих  $rw$  з визначенням потужностей і опорів всіх верств проводиться шляхом підбору на ЕОМ [Жданов, 1986]. У цьому послідовно змінюється модель середовища, вирішується пряме завдання, і отримана модельна крива зіставляється з експериментальною. Оптимальним вважається результат підбору, що забезпечує мінімальну нев'язку і не суперечить апріорній геологічній інформації та інших методів. Одновимірною інтерпретацією може бути виконана за допомогою програми *MSU\_FS1D*.

Насправді нам доводиться мати справу з двовимірними та тривимірними середовищами. Дипольна установка, що використовується при частотних зондуваннях, сильно піддається впливу локальних та регіональних неоднорідностей розрізу. Найбільш складним чином перекошується під впливом неоднорідностей вертикальна компонента магнітного поля  $H_z$ . Приклад спотвореної кривої  $rw$  вертикальної магнітної компоненти наведено на рис. 13.8. Вузкий і глибокий мінімум в області високих частот викликаний впливом горизонтальних неоднорідностей і не укладається у рамки горизонтально-сферичної моделі. В даному випадку інтерпретацію необхідно проводити із залученням апарату двовимірного та тривимірного моделювання.

Проблема точки запису, імпедансні спостереження. Основна проблема методу ЧЕЗ пов'язана з вибором точки запису (точки, до якої належать результати інтерпретації) [Іванов та Скугаревська, 1978]. Щоб задовольнити умові дальньої зони, доводиться використовувати великі відстані між джерелом і приймачем (до 10 км і більше). Якщо на цих розносах геоелектричний розріз зазнає суттєвих змін, то при інтерпретації результатів зондування свавілля у виборі точки запису породжує грубі помилки.

Виходом із цієї ситуації є імпедансні виміри [Куликов та ін., 1999]. Справа в тому, що при розрахунку імпедансу істотно пригнічується вплив

неоднорідностей поблизу джерела. Результат виміру починає залежати лише від розрізу в точці спостереження, отже, до неї можна прив'язувати точку запису. Імпедансна технологія реалізована методом *CSAMT*, поширеному там.

Проте, це чудова властивість імпедансних спостережень справедлива лише за відсутності спотворення електричної компоненти поля впливом високоомного екрана. Тому їх застосування виправдовує себе або на високих частотах, де екран ще не позначається, або при використанні електромагнітного диполя.

### **Переваги та недоліки методу ЧЕЗ**

Частотне зондування, у порівнянні з іншими електромагнітними зондуваннями, має ряд переваг:

1. Високоомні екрани не є перешкодою для магнітних компонентів поля електричного диполя і всіх компонентів поля магнітного диполя;
2. Вимірювання однією розносі знижують трудовитрати;
3. Використання при інтерпретації магнітних та електричних компонентів поля дає можливість отримувати інформацію як про поздовжній, так і поперечний опір шарів;
4. Вимірювання на фіксованих частотах дозволяють використовувати вузькосмугову фільтрацію, що помітно підвищує стійкість до перешкод.

До слабких сторін методу можна віднести:

1. Невизначеність із точкою запису;
2. У районах з екраном електрична компонента поля електричного диполя не несе інформації про підекранну товщу;
3. Вертикальна складова магнітного поля (найчастіше використовується) дуже чутлива до горизонтальних неоднорідностей;
4. Необхідно використовувати потужні джерела поля, що знижує продуктивність та підвищує вартість робіт.

Для вивчення спотворень вимірювальним каналом апаратури на вхід каналу подається послідовність різнополярних прямокутних імпульсів (рис. 5.1) різних

частот з відомими параметрами (амплітуда  $A_i$  і фаза  $F_i$ ) від каліброваного генератора коливань (калібратора).

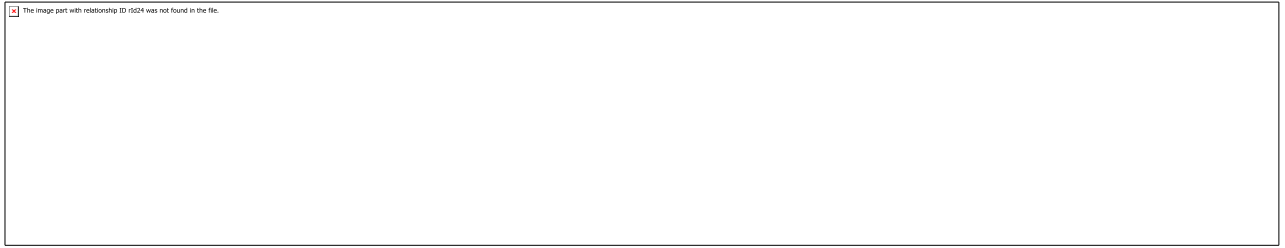


Рис. 4.2 – Фрагмент часового ряду калібрувальної послідовності сигналу

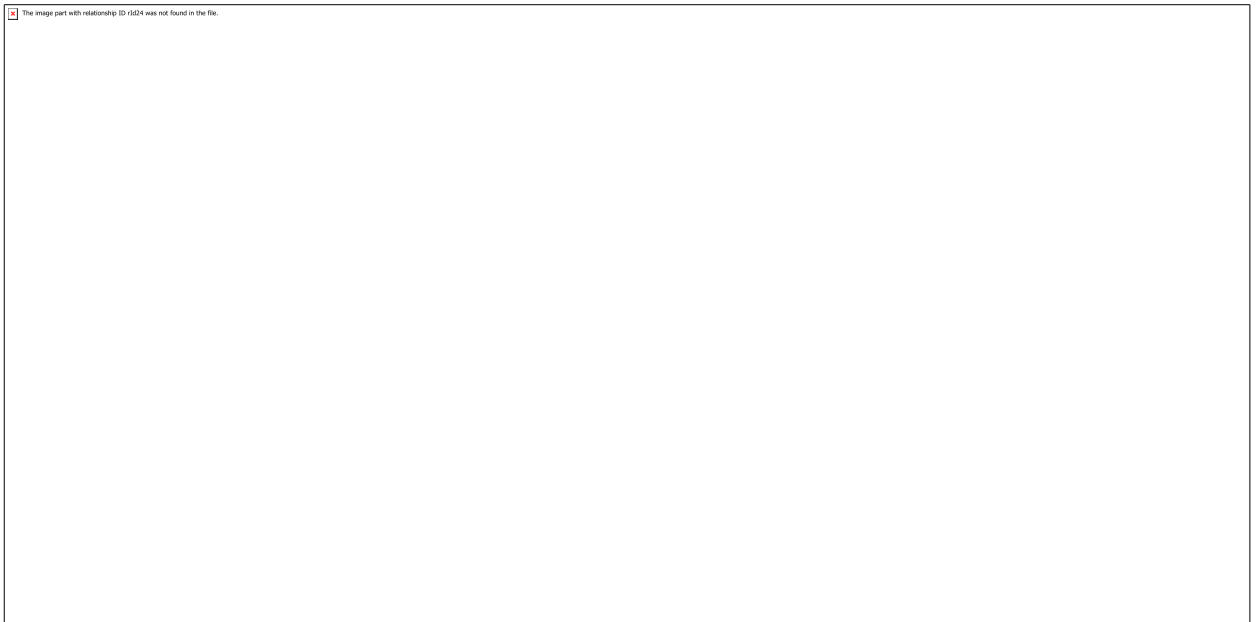
Для отримання амплітудно-частотних характеристик каналу (АЧХ) надійдемо таким чином.

1. Виділимо інтервал тимчасового ряду, де реалізована  $i$ -та частота – червоні крапки рисунку 4.2, в такий спосіб, щоб кількість періодів було цілим числом.
2. Застосуємо до цього фрагменту часового ряду перетворення Фур'є (процедура FFT пакету MATLAB) та отримаємо зареєстровані параметри сигналу на  $i$ -тій частоті  $*A_i$  та  $*F_i$ .
3. Повторимо пункт 2 для всіх калібрувальних частот.
4. Зобразимо засобами MATLAB АЧХ та ФЧХ – рис. 4.3.

Аналогічно отримуємо амплітудно-частотні характеристики індукційного датчика (рис. 4.4.). Слід зазначити, що датчик підключається на вхід вимірювального каналу. Сигнал у його вимірювальній обмотці наводиться калібрувальною обмоткою, навантаженою на вихід каліббратора.



**Рис. 4.3– АЧХ ТА ФЧХ вимірювача GEPARD №367 канадської компанії AGCOS**



**Рис. 4.4 - АЧХ та ФЧХ індукційного датчика AMS-11 №0012 канадської компанії AGCOS**

## РОЗДІЛ 5. ОБРОБКА СИГНАЛУ МЕТОДУ ЧЕЗ ЗА ДОПОМОГОЮ ПАКЕТУ MATLAB

При реєстрації електромагнітних полів у широкому діапазоні частот (від 0.001 до 50 000 Гц) електророзвідувальною апаратурою виникають спотворення сигналів, що приймаються, внаслідок перетворення їх у цифрову форму. Основними причинами таких спотворень є частота дискретизації апаратури, тривалість експозиції часових рядів, спектр перешкод і фільтрація вхідного сигналу.

Сигнали реєструються у вигляді тимчасових рядів. В якості детекторів сигналів виступають гальванічні заземлення (вимірювачі електричних компонентів поля), індукційні датчики і петлі (вимірювачі магнітних компонент поля).

Для вивчення спотворень вимірювальним каналом апаратури на вхід каналу подається послідовність різнополярних прямокутних імпульсів (рис. 5.1) різних частот з відомими параметрами (амплітуда  $A_i$  і фаза  $F_i$ ) від каліброваного генератора коливань (калібратора).



Рис. 5.1 – Фрагмент часового ряду калібрувальної послідовності сигналу

Для отримання амплітудно-частотних характеристик каналу (АЧХ) надійдемо таким чином.

1. Виділимо інтервал тимчасового ряду, де реалізована  $i$ -та частота – червоні крапки рисунку 5.1, в такий спосіб, щоб кількість періодів було цілим числом.
2. Застосуємо до цього фрагменту часового ряду перетворення Фур'є (процедура FFT пакету MATLAB).

3. Повторимо пункт 2 для всіх калібрувальних частот.
4. Зобразимо засобами MATLAB– рис. 5.2.

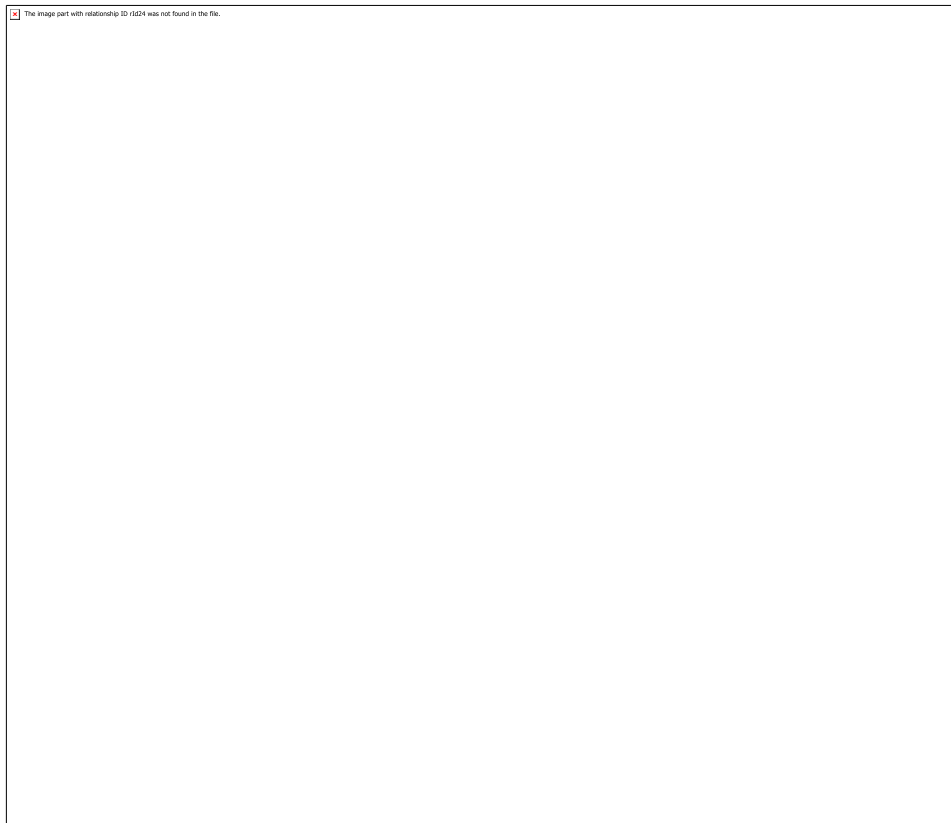


Рисунок 5.2 - Крива уявного питомого опору

## ВИСНОВКИ

1. ЧХ вимірювача визначається частотою дискретизації сигналу. По теоремі Котельникова кількість відліків на період має бути не менше двох. Як показує практичний досвід, цю кількість потрібно збільшити щонайменше вдвічі. Саме малою кількістю відліків на період пояснюється спад АЧХ на високих частотах (коротких періодах) – рисунок 4.3. ФЧХ вимірювача поводить себе аналогічним чином, будучи логарифмічною похідною АЧХ.
2. ЧХ датчика більш складніші (рис. 4.4). З зниженням частоти коливань зменшується індукційний ефект, що виявляється спадом АЧХ на низьких частотах (довгих періодах). ФЧХ змінюється від  $-90$  до  $+180$  градусів.
3. ЧХ вимірювача та датчика надалі можна використовувати для введення «апаратних» поправок у вимірюванні сигнали при виконанні польових робіт різними електророзвідувальними методами.
4. Розроблений графік обробки даних метода ЧЕЗ за допомогою пакету програм MATLAB. Для цього виконується перехід від часової в частотну характеристику (перетворення Фур'є).

## СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ

- 1 Хмелевського В. К. та Бондаренко В. М. Електророзвідування. Довідник геофізики. Книга перша. - Надра, 1989. - 438 с.
- 2 Хмелевського В. К. та Бондаренко В. М. Електророзвідування. Довідник геофізики. Книга друга. - Надра, 1989. - 378 с.
- 3 Іванов А.П., Скугаревська О.А. Методика частотних електромагнітних зондувань. Наука, 1978.
- 4 Жданов М. С. Електророзвідка: Підручник для вузів. - Надра, 1986. - 316 с.
- 5 Хмелевська В. К. Основний курс електророзвідки. Частина І. 1970. - 245 с.
- 6 Хмелевська В. К. Основний курс електророзвідки. Частина ІІ. 1971. - 272 с.
- 7 Якубовський Ю. В. Електророзвідка. Частина ІІ. - Надра, 1980. - 384 с.
- 8 Дьяконов В. П. MATLAB Повний самовчитель. ДМК Прес, 2012. - 770 с.
- 9 Потьомкін В. Г. Система MATLAB: Довідковий посібник. - М.: Діалог-МІФІ, 1997. - 350 с.
- 10 Лазарєв Ю. Моделювання процесів та систем у MATLAB: Навчальний курс. СПБ: Київ: Вид. група ВНУ, 2005. - 474 с.



## ВИКОНАННЯ ПЕРЕВІРКИ НА УНІКАЛЬНІСТЬ КВАЛІФІКАЦІЙНОЇ РОБОТИ МАГІСТРА

Антиплагиат бесплатно без регистрации. Проверить уникальность текста онлайн

**Унікальність 100%**

Отлично. Текст уникальный.

### РОЗДІЛ 1. ПИТОМИЙ ОПІР ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА РУД

У рамках класичної електродинаміки Максвелла суцільні середовища характеризуються трьома електромагнітними властивостями:

- питомою електропровідністю  $\sigma$  (величина, зворотна  $\sigma$  - питомий електричний спротив  $\rho = 1/\sigma$ ),
- діелектричною проникністю  $\epsilon$ ,
- магнітною проникністю  $\mu$ .

Питомий електричний опір середовища характеризує її здатність проводити електричний струм, а діелектрична і магнітна проникності - здатність середовища поляризуватися під дією електромагнітного поля. Під поляризацією розуміється впорядкування зарядів мікрочастинок (діелектрична проникність) або магнітних моментів речовини (магнітна проникність).

Гірські породи являють собою гетерогенні середовища, що складаються з твердої, рідкої та газоподібної фаз. Тверда фаза утворює скелет породи, а рідка та газоподібна фази заповнюють пори. Існує кілька видів пористості (рис. 1.1).

Рисунок 1.1 – Різні види пористості: А – міжзернова, Б – тріщинно-кавернозна, В – тріщинна.

У гетерогенних середовищах виникають особливі види поляризації, пов'язані з електрохімічними процесами (окислювально-відновними, електрокінетичними і електроосмосом) і виражаються в появі електричних зарядів і відповідних електричних полів. Для того щоб охарактеризувати ці явища, вводяться додаткові електромагнітні властивості гірських порід:

Символів всего: **9496** Без пробелов: **8187** Слов: **1185** Язык орфографии: Украинский  PRO версия:  ?

УНІКАЛЬНІСТЬ

ОРФОГРАФІЯ

СІНОНИМАЙЗЕР

ОЧИСТИТЬ

АВТОРЕРАЙТ

Автор роботи	Яремій Сергій Олександрович
ЗВО	Національний технічний університет «Дніпровська політехніка»
Інститут, факультет, кафедра, група	Факультет Природничих наук та технологій, кафедра геофізичних методів розвідки 103М-20-3
Теми кваліфікаційної роботи	«Цифрова обробка даних методу частотного зондування»
<b>Результати перевірки</b>	
Унікальність, %	100 %
Модуль пошуку	Progaonline.com