

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ імені І. І. МЕЧНИКОВА

Геолого-географічний факультет

*Кафедра морської геології, гідрогеології, інженерної геології та
палеонтології*

НАВЧАЛЬНА ГЕОФІЗИЧНА ПРАКТИКА

**Методичні рекомендації для здобувачів першого
(бакалаврського) рівня вищої освіти
спеціальності 103 «Науки про Землю» освітньо-професійної
програми «Морська геологія, гідрогеологія та інженерна геологія»**



ОДЕСА – 2023

УДК 550.83

К 59

Рекомендовано до друку Вченою Радою геолого-географічного факультету
Одеського національного університету імені І. І. Мечникова
Протокол № 3 від «26» жовтня 2023 р.

Укладачі

Кадурін С.В., кандидат геологічних наук, доцент кафедри морської геології, гідрогеології, інженерної геології та палеонтології Одеського національного університету імені І. І. Мечникова

Кравчук Г.О., кандидат геологічних наук, доцент кафедри морської геології, гідрогеології, інженерної геології та палеонтології Одеського національного університету імені І. І. Мечникова

Рецензенти:

В. В. Яворська, доктор географічних наук, професор кафедри економічної та соціальної географії і туризму Одеського національного університету імені І. І. Мечникова

Н.О. Федорончук, кандидат геологічних наук, доцент кафедри морської геології, гідрогеології, інженерної геології та палеонтології Одеського національного університету імені І. І. Мечникова

Кадурін С.В., Кравчук Г.О. Проведення навчальної геофізичної практики: [Електронний ресурс]: електрон. методичні рекомендації для здобувачів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти спеціальності 103 «Науки про Землю» освітньої програми «Морська геологія, гідрогеологія та інженерна геологія». – Одеса : Одес. нац. ун-т ім. І. І. Мечникова, 2023. 41 с. 698 КБ.

Методичні рекомендації розроблені для здобувачів вищої освіти за спеціальністю 103 «Науки про Землю», освітньої програми «Морська геологія, гідрогеологія та інженерна геологія» для першого (бакалаврського) рівня вищої освіти. Методичні рекомендації містять основні вимоги до змісту та правил проходження навчальної геофізичної практики, процесу організації її виконання, порядку захисту та оцінювання.

Зміст

Вступ.....	3.
1. Методи розвідувальної геофізики.....	4.
2. Магніторозвідка.....	9.
3. Сейсморозвідка.....	13.
4. Радіометрія.....	24.
5. Електророзвідка.....	32.
6. Підготовка звіту.....	38.
Заключення.....	40.
Рекомендована література.....	41.

Вступ.

Навчальна польова геофізична практика студентів 3-го курсу ГГФ ОНУ завершує курс "Основи геофізики та геологічна інтерпретація геофізичних даних".

Метою практики є закріплення знань, отриманих студентами щодо теоретичного курсу «Основи геофізики та геологічна інтерпретація геофізичних даних» та освоєння методик виконання основних польових геофізичних спостережень, первинних прийомів камеральної обробки та інтерпретації одержуваних польових геофізичних матеріалів.

Як основні методи геофізичних досліджень у рамках навчальної практики розглядаються магніторозвідка, радіометрія, електророзвідка та сейсморозвідка. Для досягнення поставленої мети студентам пропонується вирішити наступні завдання:

- Відновити загальні уявлення про методи геофізичних досліджень;
- Ознайомитись з прийомами та методами проведення магнітометричної зйомки, опанувати роботу з польовим магнітометром;
- Ознайомитись з особливостями проведення сейсморозвідувальних робіт у процесі морських досліджень: ознайомитись з комплексом обладнання для збудження та реєстрації сейсмічного сигналу, його прийому та початкової реєстрації;
- Познайомитися з прийомами та методами інтерпретації сейсмічної інформації, роботою з часовими та геолого-геофізичними розрізами;
- Провести радіометричну зйомку з використанням радіометра СРП-68-01 приморських схилів та опанувати методику інтерпретації отриманої інформації;
- Ознайомитись з особливостями електророзвідувальних робіт за допомогою георадару «Лоза», провести роботу на навчальному профілі та ознайомитись з методами інтерпретації георадарних розрізів та вирішенням зворотних завдань.

У методичних рекомендаціях наводяться узагальнені відомості, що дають уявлення про основні геофізичні методи дослідження земної кори та дозволяють студентам ознайомитись із найпростішими елементами геологічної інтерпретації геофізичних даних. Освоєння цих необхідних геофізичних навичок дозволить достовірно вивчати об'єкти геологічного середовища.

1. Методи розвідувальної геофізики.

1.1. Загальні положення.

Розвідувальна геофізика – це геофізика геологічного призначення. Геофізичні методи розвідки родовищ здійснюються за допомогою спостереження природних або штучно створюваних у земній корі фізичних полів різної природи та виявлення особливостей цих полів, зумовлених наявністю геологічних об'єктів з різними фізичними властивостями.

Залежно від фізичної природи полів у розвідувальній геофізиці виділяються такі методи: гравірознавдя, магніторозвідка, електророзвідка, сейморозвідка, радіометрія, а також ряд інших методів. Гравірознавдя заснована на вивченні поля сили тяжіння, що відображає щільні неоднорідності геологічного середовища. За допомогою магніторозвідки вивчають особливості розподілу магнітного поля, викликаного геологічними об'єктами різної намагніченості. Радіометричні методи засновані на вимірюванні інтенсивності випромінювання радіоактивних елементів з метою їх виявлення та визначення вмісту в гірських породах. Методами електророзвідки вивчають процеси, які виникають у гірських породах під час проходження крізь них електричного струму і залежить від питомого опору та інших електричних властивостей гірських порід. Методами сейморозвідки вивчають особливості поширення пружних коливань у гірських породах, що дозволяє визначати швидкості сейсмічних хвиль у геологічному середовищі.

Процедура визначення параметрів геологічного розрізу чи об'єкта досліджуваного середовища за даними геофізичних спостережень зветься «геофізичної інтерпретацією». Як правило, процес інтерпретації включає в себе вирішення задач геофізики для відповідного методу досліджень: обчислення геофізичного поля за відомим (заданим) розподілом фізичних властивостей у середовищі та розрахунок розподілу шуканих фізичних властивостей середовища за спостереженим геофізичним полем.

В даний час геофізичні методи є невід'ємною частиною геологічних досліджень різних напрямків і масштабів робіт. Залежно від умов застосування в розвідувальній геофізиці виділяють повітряні, морські, наземні та підземні (рудничні та свердловинні) методи. Загалом застосування геофізичних методів дозволяє вирішувати складні геологічні завдання найефективніше, швидко і з малими витратами коштів.

1.2. Геофізичні поля та їх аномалії.

Фізичне поле, особливості якого залежать від геологічної будови земної кори, може зватися геофізичним. У розвідувальній геофізиці вивчають природні та штучно створені в геологічному середовищі геофізичні поля. До природних полів відносяться гравітаційні, магнітні та деякі види природних електричних полів, а також поля природної радіоактивності, зумовлені природними фізичними причинами. Штучним шляхом утворюють постійне або змінне електромагнітні поля, а також поле поширення пружних коливань. Штучне електромагнітне поле може бути створене гальванічним або індуктивним засобами. При використанні гальванічного способу через два заземлені електроди пропускають постійний або змінний електричний струм. Індуктивний спосіб передбачає, що змінний електричний струм пропускають через генераторну антену, яка випромінює поширюється в гірських породах змінне електромагнітне поле. Поля пружних коливань створюють за допомогою вибухів і спеціальних невибухових джерел імпульсних або періодичних пружних коливань. Поля штучної радіоактивності створюють у гірських породах шляхом на них гамма- чи нейтронного випромінювання.

Між геологічною будовою середовища та її геофізичними полями існує пряма відповідність, що відображає об'єктивну фізичну реальність: будь-якому модельному геологічному об'єкту відповідає цілком певний набір геофізичних полів, які можуть бути розраховані як вирішення деяких спеціальних завдань математичної фізики. У цьому принциповому становищі ґрунтується одне із найважливіших етапів застосування геофізичних методів - інтерпретація спостережених геофізичних полів, тобто визначення цієї моделі з її відомому геофізичному полю.

У розвідувальній геофізиці розрізняють нормальні та аномальні геофізичні поля. Нормальне поле — це однорідне геофізичне поле, що відповідає однорідному або шарувато-однорідному геологічному середовищі. У масштабному відношенні під нормальним полем часто розуміють геофізичне поле деякої великої геологічної структури або цілого геологічного регіону по відношенню до поля, яке створюється деякою меншою за розмірами геологічною структурою. Геофізичні поля, походження яких обумовлено локальними геологічними об'єктами: дайками, жилами, пластами, інтрузіями, рудними тілами та інш. - називаються локальними аномаліями відповідного поля (або просто аномальними полями). У реальних геологічних умовах кожне

геофізичне поле, що спостерігається, складається з нормального і аномального полів.

Крім нормальної та аномальної компонент у всіх геофізичних полях присутні і поля-перешкоди. Вони породжуються як неминучими апаратурними похибками спостережень, і зовнішніми геологічними причинами. Останніми є геофізичні поля, виникнення яких викликано геологічними об'єктами, які не становлять практичного інтересу для даних досліджень. До геофізичних полів-перешкод відносять також вплив деяких сторонніх фізичних джерел цих полів, таких як магнітні та електричні поля навколоземної іоносфери, що змінюються в часі, електричні поля техногенного походження, природні сейсмічні явища та ряд інших причин. Необхідно відзначити, що в деяких випадках такі поля-перешкоди використовуються безпосередньо для вирішення задач розвідувальної геофізики.

Геофізичні поля залежно від джерела та фізичних законів, що визначають їх поширення, можуть мати скалярний або векторний характер. Скалярні поля (так звані потенціали) за своїм фізичним змістом визначають енергетичну характеристику даного поля і мають тільки величину (амплітуду) потенціалу, яка може змінюватися в просторі. Векторні поля характеризуються як модулем вектора, і його напрямом у просторі. Обидві ці величини, властиві векторному полю, можуть змінюватися в просторі.

Поле називають однорідним, якщо у всіх його точках у деякий момент часу модуль і напрямок вектору фізичної величини однакові. Якщо модуль та/або напрямок вектору поля змінюються від однієї точки поля до іншої, то поле називається неоднорідним. Якщо значення фізичної величини в кожній точці простору протягом тривалого часу залишаються незмінними, то таке поле називають постійним, інакше поле буде змінним. Якщо величина поля змінюється за законом синуса або косинуса залежно від часу, поле називають гармонійним, крім того, поле може бути імпульсно-періодичним, аперіодичним та інш. Розрізняють ізотропне та анізотропне геофізичні поля. Ізотропне поле однорідне за будь-яким напрямом. Анізотропне поле однорідне лише за деякими окремими напрямками.

1.3. Реєстрація та візуалізація геофізичних полів.

Геофізичні поля спостерігають за допомогою спеціальних реєструючих приладів. Основним вузлом будь-якого вимірювального геофізичного приладу є датчик, що реагує вплив того чи іншого фізичного поля. Показання датчика передаються вимірювальну схему у вигляді електричного, оптичного або іншого сигналу, який фіксується або записується спеціальним пристроєм. Сучасна геофізична апаратура виконує цифрову реєстрацію сигналів від датчиків полів і запис цих сигналів у різноманітні накопичувальні пристрої електронної пам'яті. Такий принцип збору та накопичення польової геофізичної інформації дозволяє, використовуючи персональні комп'ютери та різні спеціалізовані обчислювальні комплекси, легко переходити від стадії збору польових даних до їх обробки.

Розвідувальна геофізика вивчає розподіл фізичних полів, як правило, на деякій поверхні (площі) або за певними напрямками (профілями). Більшість геофізичних полів безперервні у просторі, тобто фізичні величини, що характеризують поле, плавно змінюються від однієї точки до іншої. Реальні геофізичні вимірювання виконують в дискретних точках досліджуваного простору. Отже, щоб скласти повне уявлення про фізичну величину поля, необхідно знати її значення в кожній точці простору. На практиці слід вибирати густоту вимірювань точок таким чином, щоб зміна фізичної величини, що вивчається, між двома сусідніми точками можна було з достатньою точністю апроксимувати лінійною функцією.

Найпростішою формою реєстрації та відображення геофізичного поля, що спостерігається, є запис у таблицю його значень у точках за ділянкою або напрямку, із зазначенням координат цих точок. Таблична форма застосовується для проміжного запису польових спостережень і нині дедалі частіше замінюється цифровим записом в довгострокову пам'ять використовуваного апаратурного геофізичного комплексу.

Для наочного подання виміряного поля геофізичної величини, що вивчається, його зображують у вигляді графіка (за профілем) або у вигляді ізоліній (на площині), а також векторів (на площині і в просторі). Для зображення геофізичного поля на будь-якій поверхні застосовують план графіків або карту ізоліній фізичної величини, що вивчається. Для побудови плану графіків на план завдають положення точок спостереження у заданому лінійному масштабі. Лінії профілів використовують як осі абсцис графіків спостереженої величини. Карта ізоліній є сукупність ліній, проведених через

точки з рівними значеннями фізичної величини. Для її побудови точки, в яких відома фізична величина, наносять на план і біля кожної записують значення поля, а потім рівні значення поля з'єднують плавними лініями. Різниця у значеннях двох сусідніх ізоліній називається перетином ізоліній даного поля. Як правило, ця величина співвідноситься з точністю вимірювань даного геофізичного поля з дотриманням наступної умови: переріз ізоліній не повинен перевищувати потрібну середньоквадратичну помилку вимірювань.

2. Магніторозвідка.

Магніторозвідка є одним з найбільш поширених методів польової геофізики, що пояснюється відносно низькою вартістю виконання польових спостережень та високою геологічною ефективністю результатів зйомок магнітного поля.

Застосування вимірювань магнітного поля в геологічних дослідженнях засноване на тому, що гірські породи і руди мають неоднакові магнітні властивості. Основна частина порід і руд відноситься до слабомагнітних або практично немагнітних матеріалів. Тому на дільницях, де земна кора складена тільки такими породами, спостерігається нормальне магнітне поле, близьке до однорідного магнітного поля Землі. Таке поле називається головним геомагнітним полем. Однак частина порід і руд має істотно підвищені магнітні властивості. Складені такими породами геологічні тіла, як і будь-який намагнічений об'єкт, створюють своє власне магнітне поле, яке в магніторозвідці прийнято називати аномальним. Таким чином, сутність методу магнітної розвідки полягає у вивченні аномалій природних магнітних полів природних об'єктів.

У магнітній розвідці вимірюють зазвичай одну-дві складові поля, оскільки інші складові можуть бути знайдені за рівняннями зв'язку.

Одиницею індукції магнітного поля у системі СІ є Тесла, що має позначення Тл. Для вимірювання магнітного поля Землі плота є досить великою одиницею, тому практично застосовуються більш дрібні одиниці - нанотесли (нТл). Середня величина поля Землі становить 50000 нТл.

Основне завдання магніторозвідки полягає у виявленні областей аномальної поведінки магнітного поля, за якими можна виявити намагнічені геологічні тіла. Застосування магніторозвідки дозволяє вирішувати завдання виявлення та локалізації родовищ корисних копалин та підвищувати ефективність геологічного вивчення будови земної кори. Метод магніторозвідки ґрунтується на вивченні особливостей розподілу геомагнітного поля у просторі. Породи, що становлять верхню частину земної кори і мають різні магнітні властивості, є джерелами магнітних аномалій. Вивчаючи аномалії, можна визначити місце розташування геологічних об'єктів, що викликають ці аномалії. З використанням спеціально розроблених методів інтерпретації (т. е. тлумачення) цих магнітних аномалій у деяких випадках вдається визначити форму намагнічених геологічних тіл, розміри та

глибину їх залягання, а також отримати низку інших важливих геолого-геофізичних параметрів. Магніторозвідка знаходить широке застосування на всіх етапах геологічних досліджень.

Магнітні зйомки проводяться з метою пошуків та розвідки родовищ заліза, бокситів, хроміту, марганцю, поліметалевих руд та інших корисних копалин. Є численні приклади успішного застосування магніторозвідки при пошуках нафтогазоносних структур і корінних родовищ алмазів. Дані магніторозвідки широко використовуються для визначення елементів залягання гірських порід та при геологічному картуванні різних масштабів. При складанні геологічних карт проведення магнітної зйомки є обов'язковим. Дрібно- та середньомасштабне геологічне картування передбачає використання матеріалів аеромагнітних зйомок, а великомасштабне картування (в масштабах 1:10 000 і більше) - наземних зйомок. В процесі геологічного картування магніторозвідку застосовують для виявлення та простеження тектонічних порушень та дачок, що містять породи з магнітною мінералізацією.

Геологічна інформація, одержувана методом магнітної розвідки, особливо важлива при пошуках та розвідці нерозкритих родовищ та вивчення районів, перекритих чохлом осадових порід.

Сучасні методи вимірювання магнітних полів, які використовуються для геологічної розвідки та інших пізнавальних цілей, реалізуються в різних варіантах зйомок: наземних, аеромагнітних, гідромагнітних та підземних. Крім того, виробляються свердловинні магнітні спостереження. Для всіх цих модифікацій магніторозвідки в даний час створені різні високоточні польові магнітометри та апаратура, що визначає магнітні властивості природних об'єктів. Для вимірювання модуля вектора T застосовують протонні та квантові магнітометри.

Протонні магнітометри забезпечують високу точність вимірів. При роботі з такими приладами відпадає необхідність у строгому орієнтуванні та нівелюванні приладу. Показання магнітометрів не залежать від зміни температури та відрізняються стабільністю нуля-пункту. Час спостереження однією точці становить лише кілька секунд.

В даний час, крім протонних магнітометрів, використовують квантові магнітометри. Ці прилади засновані на ефект Зеемана (розщеплення спектральних ліній випромінювання атомів під дією магнітного поля). Квантові магнітометри, на відміну протонних, дозволяють проводити

безперервні вимірювання магнітного поля і характеризуються надзвичайно високою точністю вимірювань.

1.1. Методика польових досліджень.

Спостереження з пішохідним магнітометром виконують у такому порядку. Прилад встановлюють на точці спостереження, орієнтуючи його на око. Включають прилад, знімають його показання та записують у польовому журналі, де вказують номер точки спостереження, час, температуру у приладі, положення перемикача діапазонів (якщо це необхідно). Після зняття відліку прилад переносять наступну точку спостереження. Орієнтовна форма польового журналу спостережень магнітного поля представлена в табл.2.1.

Таблиця 2.1. Журнал спостереження магнітного поля

Дата _____ Профіль № _____ Крок ____ м

№	ПК	Час		Тем- пера- тура	Диа- па- зон	Від- лік	Зна- че- ня	По- прав- ка за вариа- цію	По- прав- ка за нуль- пункт	Z _a	При- міт- ка
		Ч	ХВ								

У зв'язку з тим, що всі магнітометри, крім протонних, під дією різних причин змінюють нульовий відлік, виникають помилки вимірювань. Для підвищення точності магнітних зйомок на ділянці може бути створена опорна мережа. Ця мережа створюється з таким розрахунком, щоб тривалість рядових рейсів, які починаються і закінчуються на опорних точках, не перевищувала 2-3 год. Опорні точки розподіляють за площею робіт рівномірно, зазвичай магістралями. Рядові спостереження, як правило, виконують за одноразовою методикою. Контрольні спостереження проводяться по діагональним профілям, що охоплюють первинні вимірювання, виконані в різні дні.

Спостереження по інтерпретаційним профілям з метою отримання більш повної характеристики аномального поля здійснюють з максимальною точністю. Як правило, на таких профілях крок зйомки менший, ніж на рядових профілях, а в місцях інтенсивних аномалій або складного поля мережа може

згущуватися. Кінці інтерпретаційних профілів повинні розташовуватись у нормальному полі.

2.2. Первісна обробка спостережень.

Камеральну обробку польових магніторозвідувальних спостережень проводять у три етапи: 1) обробка результатів на контрольних пунктах, опорній мережі та записів варіацій; 2) обробка спостережень на рядовій мережі; 3) побудова планів ізодинам та графіків спостереженого поля.

Відхилення значень магнітних полів від нормальних величин називаються магнітними аномаліями. Отже, для значень аномального магнітного поля можна записати:

$$T_a = T - T_0.$$

Як правило, аномальне поле має дуже складний характер, зумовлений одночасною дією кількох джерел. Залежно від займаної площі виділяють регіональні та локальні магнітні аномалії.

Регіональними називають аномалії, що мають значні для даної площі розміри, локальними - аномалії з відносно малими лінійними розмірами.

Початковим етапом інтерпретації магніторозвідувальних даних є якісне тлумачення характеру магнітного поля. Порівнюючи графіки поля з геологічними розрізами, а плани ізодинам – з геологічними картами, встановлюють зв'язок характеристик магнітного поля та окремих аномалій з геологічними утвореннями. При цьому вивчають морфологію аномалій, тому що їх характеристики визначають форму та положення геологічних тіл у просторі. За формою магнітні аномалії поділяються на ізометричні та витягнуті.

За характером аномалій магнітного поля можна будувати висновки про відносної глибини становища джерел поля. Так, тіла, що неглибоко залягають, мають більш чіткі аномалії з великими градієнтами по горизонталі і вертикалі. Глибоко залягаючі об'єкти створюють поверхні Землі широкі плавні аномалії з малими градієнтами, причому ширина аномалії зі збільшенням глибини залягання об'єкта збільшується пропорційно глибині до центру тіла.

Кількісна інтерпретація матеріалів магнітної зйомки проводиться з метою уточнення параметрів геологічних тіл: глибини залягання, потужності, кутів падіння.

3. Сейсморозвідка.

Сейсморозвідка є одним із основних методів польової геофізики. Сейсмічні дослідження, спрямовані на вивчення структурних особливостей осадового чохла, є основним методом при пошуках та розвідці родовищ нафти та газу. Сейсморозвідка використовується також при пошуках рудних родовищ та інженерно-геологічних досліджень. Цей метод відіграє велику роль щодо глибинної будови земної кори. Висока вартість виконання польових сейсмічних спостережень компенсується геологічною ефективністю їх результатів.

3.1. Задачі методу сейсмічної розвідки.

Методи сейсморозвідки засновані на вивченні поширення пружних коливань (сейсмічних хвиль) у геологічному середовищі. Ці хвилі зазнають відображення, заломлення, рефракцію, дифракцію та ряд інших фізичних перетворень при зміні акустичних властивостей середовища. Сейсмічний метод досліджень передбачає порушення пружних коливань з допомогою вибухів, ударів чи інших механічних впливів. Акустичні хвилі від збуджених коливань проходять через гірські породи і реєструються в точках спостереження спеціальною апаратурою. Точка збудження коливань називається пунктом вибуху (ПВ), у точці прийому мають індикатор коливань - сейсмоприймач (СП).

Залежно від особливостей будови геологічного середовища сейсмоприймачем реєструються різні типи пружних хвиль. При наявності в геологічному середовищі кордонів зі стрибком швидкості виникають відбиті і заломлені хвилі, а при безперервному зростанні швидкості по вертикалі - рефраговані хвилі. У практиці геофізичних досліджень широкого поширення набули модифікації сейсморозвідки, в яких використовуються відбиті і заломлені хвилі.

Метод відбитих хвиль (МОВ) - найефективніший і прогресивний метод сейсморозвідки. МОВ застосовується при пошуках та детальній розвідці корисних копалин на суші та морі. Метод дозволяє вивчати рельєф кордонів, які відповідають літологічним межам між шарами з різними значеннями швидкості пружних хвиль.

Відображення хвиль від сейсмічних кордонів завжди фіксуються і натомість різних перешкод. Тому виділення відбитих сигналів використовують спеціальні способи збудження і прийому хвиль, наприклад

багатоканальну реєстрацію. Крім того, застосовуються методи обробки даних, засновані на відмінності частотних спектрів та напрямків підходу до сейсмоприймача сигналів та перешкод. Основним критерієм для виявлення на сейсмограмах відбитих хвиль є їх регулярність, що виражається в наявності осей синфазної, тобто в плавній зміні форми запису коливань у сусідніх, досить близьких, точках спостережень. Цей критерій служить для простеження хвиль на тимчасових розрізах.

Метод заломлених хвиль (МЗХ) заснований на реєстрації хвиль, що виникають на межі шарів при більш високому значенні швидкості в підстилаючому шарі та кутах падіння хвилі більших, ніж критичний. Величина критичного кута залежить від відношення значень швидкості в шарах. Заломлені хвилі поширюються вздовж кордону між шарами зі швидкістю, що характеризує шар, що підстилає. Час їхнього приходу є найменшим у порівнянні з часом приходу інших хвиль. Це створює умови для їх реєстрації в області перших вступів. Модифікацією цього є кореляційний метод заломлених хвиль (КМПВ). Головна особливість цього методу - кореляційний принцип виділення та простеження заломлених головних хвиль не тільки в області перших вступів, а й на відстанях, що перевищують 1,5-2,0 глибини від джерела до досліджуваних кордонів.

Роботи методом заломлених хвиль виконують за допомогою багатоканальних станцій. У системах спостережень сейсмоприймачі розміщують на значній відстані від джерел. Глибина дослідження цим методом має діапазон від кількох метрів до десятків кілометрів. Метод заломлених хвиль дає можливість вивчати горизонтальну неоднорідність середовища, виділяти тектонічні порушення та межі фундаменту в розрізі.

Для вивчення великих глибин використовують низькочастотні модифікації КМПВ (5-30 Гц). При дослідженнях малих глибин використовують високочастотну модифікацію (понад 60 Гц), що забезпечує більш високу точність вимірювань. КМПВ застосовують при регіональних дослідженнях, розвідці нафти, газу, ґрунтових вод та при інженерно-геологічних дослідженнях.

Сейсмічна апаратура поділяється на низькочастотну (НЧ) та високочастотну (ВЧ). Для глибинних досліджень використовується НЧ апаратура (діапазон від одиниць до десятків Гц). Джерелом порушення пружних коливань ґрунту в даному випадку є потужні вибухи (від десятків до декількох тисяч кілограмів вибухової речовини). Відстань пунктів вибуху

(ПВ) від точок спостереження становить від десятків до кількох сотень кілометрів.

При невеликій глибині та високій детальності досліджень використовують ВЧ апаратуру (діапазон від десятків герц до кілогерц). В даному випадку застосовують як вибухові, так і невибухові джерела коливань при невеликій віддаленості від ПВ.

Основним елементом вимірювального комплексу є сейсмічний канал, що складається з кількох приладів. До таких приладів належать: сейсмоприймач, блок-підсилювач та блок запису. Сейсмоприймач є індикатором коливань земної поверхні, що перетворює їх у коливання електричного струму. Блок-підсилювач необхідний посилення і фільтрації електромагнітних коливань, які від сейсмоприймача.

За допомогою ВЧ сейсмічної апаратури проводиться пошук та розвідка кварцових, пегматитових та поліметалевих родовищ з поверхні землі та у підземних гірничих виробках. Як джерела коливань використовуються спеціальні пристрої, що дозволяють в заданий момент часу здійснити механічний вплив на замкнуту або незамкнуту поверхню пружного середовища.

Таблиця 3.1.

Журнал сейсмічних спостережень

Кількість сесморозвідувальних каналів: 4.

Довжина сейсморозвідувального запису: 250 мс. Фільтр-пробка 50 Гц:
увімкнено.

Номер пікету	Дата	Посилення, (Ш)	ФНЧ, Гц	ФВЧ, Гц	Затримка, мс	Кількість накопичень	Умови прийому	Примітки

Оператор

Обробка сейсмічних матеріалів починається з побудови монтажів для повних записів всіх типів хвиль. Потім на побудованих монтажах виділяють корисні сейсмічні хвилі і з них будують годографи цих хвиль. Складні системи

спостережень, що у різних модифікаціях сейсморозвідки, припускають побудову зустрічних годографів. Побудований годограф відображає час приходу виділеної хвилі до точки з певними координатами. Графіки годографів хвиль підлягають подальшій обробці з використанням спеціальних методів.

Інтерпретація сейсмічних даних передбачає визначення швидкості сейсмічних хвиль і побудова рельєфу відбивають або заломлюючих кордонів у середовищі, що вивчається. Ототожнення фізичних неоднорідностей швидкісного будови середовища з геологічними об'єктами є окремим завданням геологічної інтерпретації сейсмічних досліджень. Це завдання вирішується з використанням даних петрофізики та матеріалів свердловинних досліджень.

3.2 Морська сейсморозвідка.

Геофізика широко використовується при геологознімальних роботах інженерно-геологічних досліджень на шельфі. Для ознайомлення з особливостями морських геологорозвідувальних робіт студенти геологічного відділення ДМФ ОНУ відвідують Причорноморське державне регіональне геологорозвідувальне підприємство.

Причорноморським ДРГП реалізуються різноманітні комплекси геофізичних методів залежно від завдань, геологічних умов, стадій робіт. З переходом із суші на море збільшується вартість буріння та геологічних методів дослідження і водночас зменшується вартість основних геофізичних робіт, що зумовлено мобільністю методів під час проведення робіт на ході судна. Чинник вартості і призводить до того, що основний обсяг інформації про геологічну будову шельфу дає геофізика, до геологічним моделям геофізиків в умовах моря підвищені вимоги до достовірності та точності даних. При пошуках перспективних об'єктів на нафту і газ використовується сейсморозвідка ЗГТ в комплексі з магніторозвідкою. Обидва методи виконуються одночасно. При детальних дослідженнях перспективних площ з метою підготовки в буріння комплекс розширюється: додатково досліджується верхня частина розрізу високороздільна сейсморозвідка, планується використовувати магніто-телуричне зондування.

Експедиційний флот Причорноморського державного регіонального геологорозвідувального підприємства складають 3 науково-дослідні судна.

НДС «ДІОРИТ»

Бурове судно, що використовується в інженерно-геологічних дослідженнях при підготовці майданчиків для встановлення глибоководних свердловин.

Рік побудови – 1982, водотоннажність 1246 т, вантажопідйомність 206,9 т.



НДС «Діорит». Геофізична практика, 2015р.

Довжина/ширина/висота - 47,25/10,05/6 м, осадка 4.72м, потужн. - 1320л.с., екіпаж / наук. склад. - 23/6 чол, бункер - 180т, автономність – 30 діб, район плавання - необмежений.

НДС «ТОПАЗ»

Використовується для виконання робіт «малої геофізики» (високодозвільної сейсмозвідки, гідромагнітної зйомки), а також для пробовідбору при інженерних дослідженнях. Рік побудови – 1975, водотоннажність 276т, вантажопідйомність 235т, довжина/ширина/висота -34/7/ 3/ 3,6 м, осадка 2,7м, потужн. - 305л.с., екіпаж / наук. склад. - 15/6чол, бункер - 15т, автономність – 7 діб.



НДС «Топаз». Геофізична практика, 2016р.

НДС «ІСКАТЕЛЬ»

Спеціалізоване геофізичне судно для виконання сейсмічних та гідромагнітних досліджень. Рік побудови – 1977, водотоннажність 1167т, вантажопідйомність 336т, довжина/ширина/висота -54,8/9,3/5,17м, осад 4.5м, потужн. головн. двигуна - 1000л.с., екіпаж / наук. склад. - 26/19чол, бункер - 160т, автономність – 20 діб, район плавання - необмежений.

Сейморозвідувальні роботи середньочастотної модифікації виконуються методом відбитих хвиль (MBX) способом загальної глибинної точки (ЗГТ) профільної модифікації 2D. Роботи виконуються з борту спеціалізованого науково-дослідного судна "Іскатель". Реалізується флангова система спостереження. База прийому 3000м, інтервал спостереження 12,5м (240кан., цифровий приймальний пристрій MSX). Джерело сигналу SleeveGun - 25л, 1 камери по 10 та 300сi.іnc., змонтовані у двох лініях, вибуховий інтервал 50м.



НДС «Искатель». Геофізична практика, 2016р.

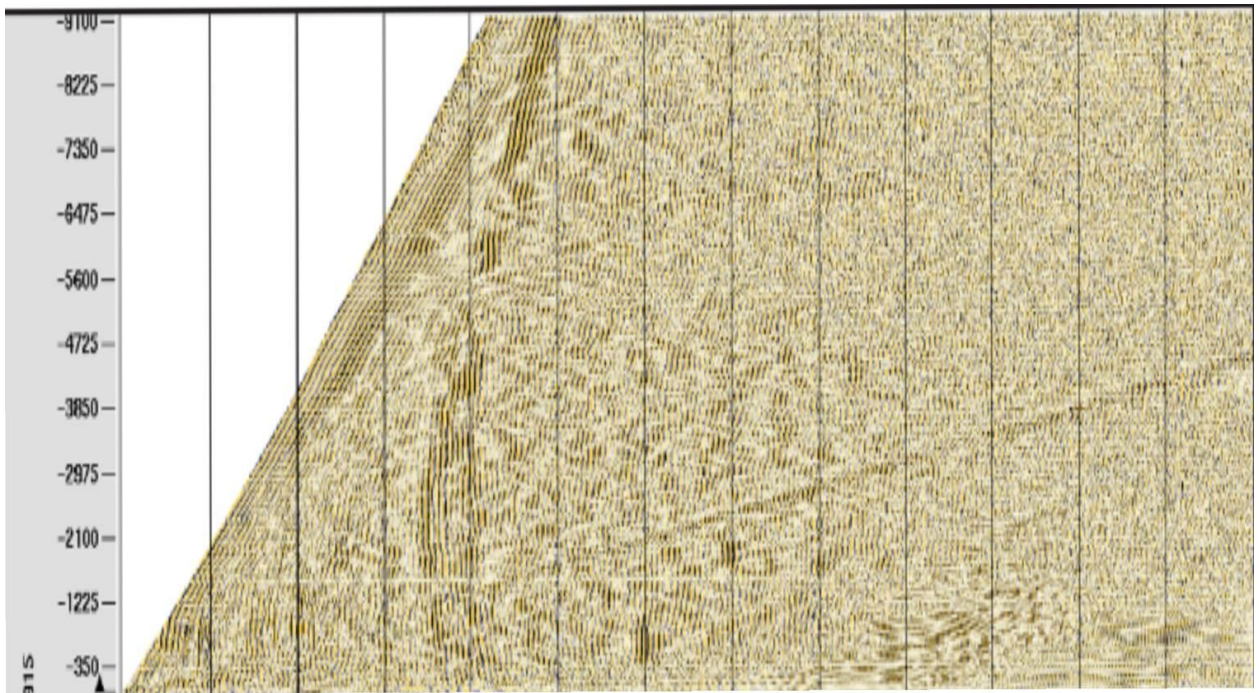


Регіструючий сейсмокомплект компанії Input/Output (США), реєстрація з дискретом 2 м у форматі 8058 SEGD.

Реалізована система спостереження з вибуховим інтервалом 50м забезпечує кратність простеження відбивають меж 8х30* (сумотраси * кратність). Продуктивність робіт ОГТ у сприятливий (літній) сезон досягає 2000 км/міс. Для робіт на суші об'єм профілів 200 км це робота сезону.

Від кожного вибуху виходить 240-канальна сейсмограма, на якій крім хвиль відбитих від меж геологічного розрізу фіксується безліч хвиль регулярних і нерегулярних перешкод. Важливим показником якості сейсмічного матеріалу є співвідношення сигнал/перешкода, яке значною

мірою, на 80%, залежить від хвилювання моря. Роботи виконуються за хвилювання до 3 балів.

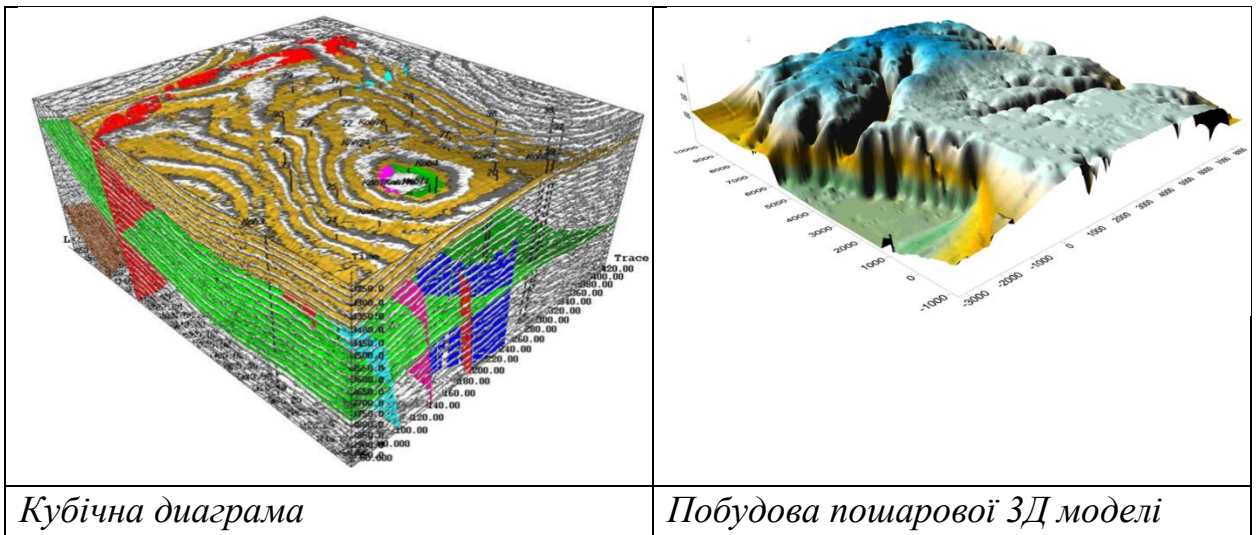


Загальний вигляд сейсмограми.

Завдання цифрової обробки: виділити геологічну інформацію, відняти від спостереженого хвильового поля хвилі-перешкоди. Для цього розроблено комплекси обробних програм (наприклад, SPS, ProMax та Focus). Обробку виробничих матеріалів виконують спеціалізовані центри обробки у Києві. Результатом обробки є остаточні часові розрізи, які надходять до інтерпретації.

При аналізі геологічної інформації за даними свердловин і регіональної будови досліджуваного району проводиться стратиграфічна прив'язка тимчасового розрізу, кореляція та ув'язування горизонтів, трасування тектонічних розломів, визначається швидкісна характеристика хвильового поля. Інтерпретація може виконуватися на комп'ютерах, що досить ефективно за невеликих розмірів ділянки досліджень. Але розрізи, довжиною до 200 км детально можна аналізувати лише на роздрукованих сейсмограмах.

При досить щільній та регулярній мережі профілів 1х1км вдається у хвильовому вигляді створити куб даних, синтезувати розрізи різного напрямку та перевірити геологічну модель.

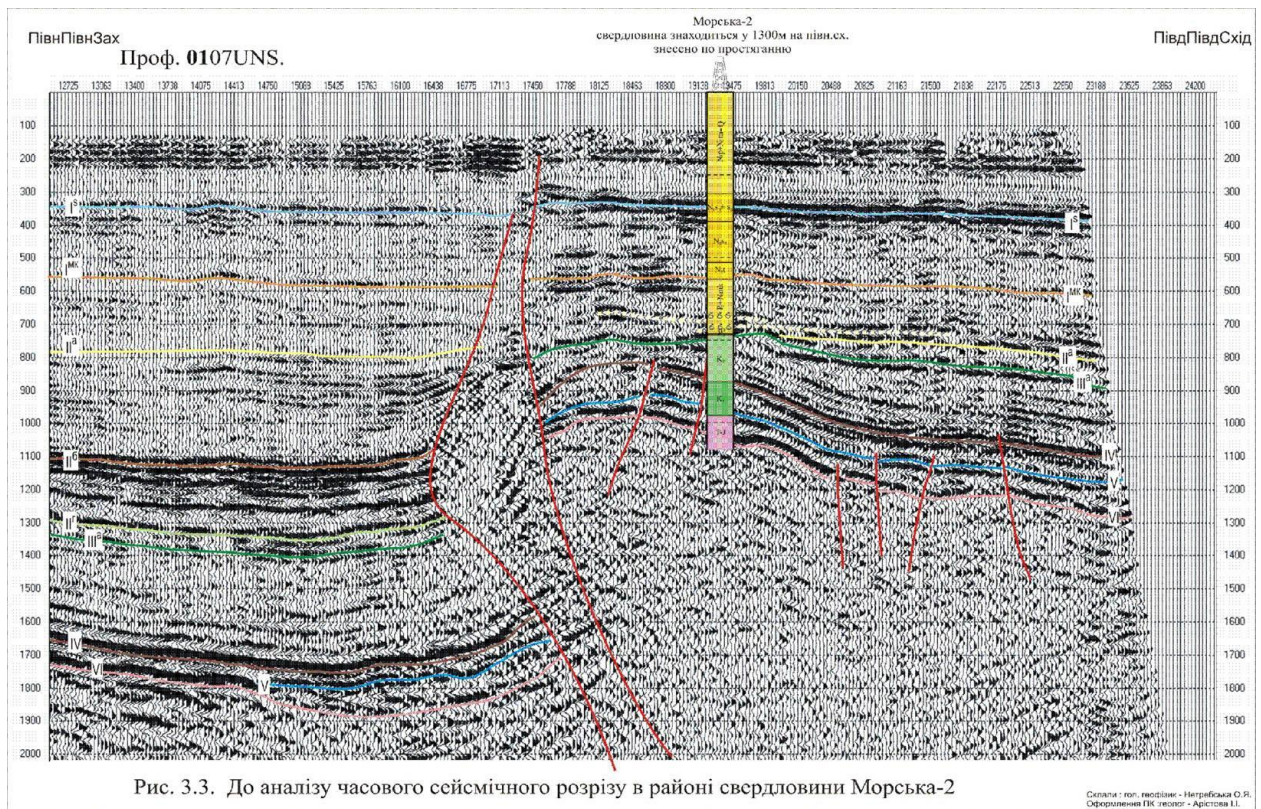


Аналізуючи кубічну діаграму можна детально вивчити зрівнянні зрізи і оцінити глибину, на якій перспективна, в даному випадку купольна структура на часі 1,6с проявляється у вигляді структурного носа, на 1,8 с локалізується в пастку, на 2с зведення зміщується на захід, на рівні 3,5с нафтогазова пастка розформована.

Сейсморозвідка є найавторитетнішим нафтогазопошуковим геофізичним методом, що дає точні диференційовані кількісні дані про будову шаруватих середовищ.

Високороздільна сейсморозвідка (високочастотна модифікація) у Причорномор ДРГП на озброєнні з 2007р. Джерелом точкового сигналу є однокамерний пневмовипромінювач Bolt - 5, 10, або 20inc3. (0,08л, 0,16л, 0,33л) тиск 140атм, крок випромінювання 12,5м. Прийом сигналу здійснюється 48-канальною цифровою сейсмокосою XZone на базі 147м. Відстань між центрами груп 3.125м.

Реєструється високочастотний сигнал системою збору та контролю XZone "BottomFish", дискрет - 0,5мс. Запис сейсмічного сигналу ведеться на магнітооптичні диски або CD у форматі SEGD-8058. Реалізована система спостереження з вибуховим інтервалом 12,5м забезпечує кратність простеження відбивають кордонів 8х6 * (сумотраси х кратність), видимий крок за профілем 1.5м. Обробку одержаних матеріалів здійснює Центр обробки геофізичної інформації Концерну НАДРА, система обробки Focus компанії Paradigm.



Модифікації сейсмозв'язки розрізняються за частотним діапазоном, різною глибинністю, детальністю (чутливістю). Чим вище частота коливань імпульсу-посилки, тим краще дозволеність, але глибинність різко скорочується. Низькочастотний сигнал згасає повільно, проникає глибоко, але шар 5-10м для частот 5гц є прозорим і в полі, що реєструється, не проявиться. Сейсмогеологічні умови та геологічні завдання на стадії проектування та визначають методику робіт та параметри технологічного процесу. Іноді застосовують комплекс сейсмозв'язувальних методів. При хаотичному бічному наросуванні тонкошарових молодих пліоцен-четвертинних комплексів, стандартна середньочастотна сейсмозв'язка ОГТ не дозволяє виділити межі у верхній частині розрізу.

Високодозвільна сейсмозв'язка реєструючи сигнал протягом 1с, глибина 800м дає докладну картину цієї німої товщі на середньочастотному розрізі. Сильна шаруватість розрізу, складне взаємини шарів диктують свої вимоги до сейсмічного матеріалу: виразна динаміка хвиль, висока частота. Тимчасові розрізи високороздільні сейсмики мають довжину реєстрації до 1с (800м), видима частота досягає 250гц. З короткою косою виявилось можливим відпрацювання прибережної зони (Скалиста та Анісімова), де складна навігаційна обстановка обмежує роботу з довгим забортним пристроєм.

Метод високочастотної сейсмозв'язки ефективний для картування складної верхньої частини розрізу (до 1000м), виявлення елементів неотектоніки. На тимчасових розрізах чітко відбиваються "газові кишені", зони прориву флюїдів. Хвильове поле високих частот чутливе до латеральних змін літології малопотужних пластів, метод використовується на вирішення інженерно-геологічних завдань.

4.Радіометрія.

Радіометрія (або радіометрична розвідка) є одним з найпоширеніших методів польової геофізики, що вивчає радіоактивність природного середовища. Існують різні модифікації радіометричної розвідки. Радіоактивність земної кори, води та повітря визначається присутністю в них радіоактивних ізотопів наступних елементів: урану, торію, радію, радону та калію. Радіоактивні методи розвідки служать для пошуків родовищ радіоактивних елементів та визначення хімічного складу гірських порід з використанням випромінювання наведеної радіації. Методи радіометрії застосовуються також при геологічному картуванні територій. Витрати виконання польових радіометричних спостережень дуже невеликі, а геологічна ефективність результатів досить висока.

Природні радіоактивні елементи - це елементи, які знаходяться в земній корі і мають здатність до мимовільного розпаду. Радіоактивними є ізотопи наступних елементів: калію, рубідію, торію, урану, радію, радону, самарію, лютецію та полонію. У радіометрії вивчають лише радіоактивні елементи, що мають підвищену концентрацію в земній корі: калій, торій і уран. Внаслідок радіоактивного розпаду ізотопів калію утворюються стабільні елементи: аргон і кальцій. Ізотопи урану та торію, розпадаючись у стабільний ізотоп свинцю, зазнають численних перетворень, у результаті яких утворюються ряди елементів (або сімейства). Ряди природних радіоактивних елементів U, Th і K характеризуються тим, що їх вихідні елементи мають дуже великі періоди напіврозпаду.

Всі види радіоактивних випромінювань різною мірою зазнають поглинання в матеріальному середовищі. Відомо, що ос-частинки внаслідок їх великої іонізуючої здатності мають невелику проникність. Аркуш паперу або тонкої алюмінієвої фольги може повністю поглинути потік ос-частинок. Для Р-випромінювання характерна вища проникність, проте шар алюмінію товщиною 8 мм повністю поглинає природний потік Р-випромінювання, який може бути викликаний гірськими породами або подрібненими пробами.

Найменше, але значне поглинання в матеріальному середовищі відчуває у-випромінювання. При проходженні променів, що утворилися в результаті розпаду елементів уранового ряду, крізь шар гірських порід товщиною 0,5 м поглинається 99% енергії цих променів і тільки 1% випромінювання фіксується вимірювальними приладами. На глибину кількох десятків метрів у

гірські породи може проникати лише космічне випромінювання великих енергій (близько 103 MeV).

Поглинання випромінювання реалізується трьома видами взаємодії з речовиною: фотоелектричним поглинанням, Комптонівським розсіюванням і народженням електронно-позитронних пар. Фотоелектричне поглинання характерне в основному для у-квантів слабких енергій (0,4-0,5 MeV). При цьому взаємодії у-квант поглинається одним з електронів, що знаходиться на внутрішній оболонці атома. Фотоелектричне поглинання найбільше ефективно відбувається в речовинах з великими порядковими номерами в таблиці Менделєєва.

Поглинання та розсіювання за ефектом Комптона найбільш характерні для у-випромінювання енергій 0,5-1,0 MeV. Ефект Комптона у тому, що у-квант лише частково поглинається електроном оболонки атома. В результаті цього явища зменшується енергія первинного у-кванта і змінюється напрямок його руху. Інтенсивність ефекту Комптон визначається, в основному, щільністю поглинаючої породи і мало залежить від порядкового номера елементів.

Для характеристики кількості енергії, поглиненої речовиною, вводиться поняття про поглинуту дозу. Доза - це кількість енергії, що поглинається одиницею середовища. Доза може вимірюватися по відношенню до одиниці обсягу середовища або до одиниці її маси. У першому випадку отримуємо одиницю, яка називається рентгеном. Рентген - доза у-випромінювання, що викликає у 1 см³ сухого повітря появу такої кількості іонів, які мають сумарний електричний заряд кожного знака в одну електростатичну одиницю. Крім рентгену (Р), використовують також мілірентген (мР) та мікрорентген (мкР).

Для реєстрації радіоактивного випромінювання велике поширення набули сцинтиляційні (люмінесцентні) лічильники. Вони реєструють частинки з енергіями від кількох десятків кеВ і від, а ефективність таких лічильників сягає 60-70 %. Відмінною рисою сцинтиляційних лічильників є добре виражена залежність амплітуди імпульсів на виході лічильника від енергії падаючого випромінювання. Це дозволяє застосовувати їх для встановлення природи випромінюючого радіоактивного об'єкта з енергії його випромінювання.

Практичне застосування радіометрії має значення при пошуках радіоактивних (уранових) руд. Крім цього, радіометрія використовується при

геологічному картуванні для розпізнавання типів гірських порід за характеристиками радіоактивних випромінювань.

Концентрація головних радіоактивних елементів у земній корі дуже незначна. Найбільш поширені радіоактивні елементи уран і торій знаходяться в магмі в розсіяному стані. При диференціації магми її кислі різниці збагачуються ураном та торієм. Деяка частина уранових мінералів зосереджується в пегматитах, велика частина мігрує у водних розчинах і утворює гідротермальні родовища уранової смоляної руди. Внаслідок легкої розчинності уранових сполук у воді, урановим рудним тілам часто супроводжують сольові ореоли розсіювання в поверхневих відкладеннях. З'єднання торію практично нерозчинні, тому торієві мінерали зосереджуються, в основному, в пегматитах і лише незначною мірою беруть участь в утворенні гідротермальних родовищ. Торієві мінерали, на відміну від уранових, накопичуються в розсипах у вигляді монациту та інших окислів торію. Радій і радон, що утворилися в породах як проміжні продукти радіоактивного розпаду, частково утримуються мінералами в місцях свого утворення, а частково вилуговуються водами. Загалом, основні та ультраосновні породи найменш радіоактивні.

У гранітах, гранодіоритах та кварцових діоритах радіоактивних мінералів набагато більше. Найбільш багаті на радіоактивні елементи невеликі за розмірами, молоді за віком інтрузії кислих вивержених порід. Найвищі концентрації радіоактивних елементів приурочуються до приконтатним зонам, дайкам, і особливо до зон гідротермальної зміни порід у межах тріщин, розломів тощо.

Осадкові породи містять приблизно таку кількість радіоактивних елементів, як і вивержені породи. При цьому найбільш радіоактивні сланці та глини, що сорбують властивості яких вище, ніж у інших порід. Навпаки, гідрохімічні опади, вугілля, відсортовані кварцові піски дуже бідні радіоактивними елементами. У морських опадах, особливо глибоководних, вміст радіоактивних елементів більше, ніж у континентальних осадових породах. При цьому через геохімічні особливості урану і торію перший міститься переважно в глинистих фракціях, а другий - у піщаних.

Методи польової радіометрії знаходять широке практичне застосування, оскільки, маючи відносно низьку вартість виконання робіт, вони відрізняються великою ефективністю при геологічному вивченні та картуванні територій.

4.1. Методи радіорозвідки.

Методи природної гамма-активності гірських порід.

Природна радіоактивність, тобто. мимовільний розпад нестійких атомних ядер, що спонтанно перетворюються на ядра інших елементів, супроводжується випромінюванням частинок, квантів та іншими процесами.

Природна радіоактивність гірських порід обумовлена присутністю в них радіоактивних елементів – урану та продукту його розпаду радію, торію та радіоактивного ізотопу калію.

Радіоактивність магматичних порід зростає від основних до кислих. Максимальну радіоактивність серед магматичних порід мають граніти.

Радіоактивність осадових порід визначається радіоактивністю породоутворюючих мінералів:

- 1) низька - кварц, кальцит, доломіт, сидерит, гіпс, кам'яна сіль;
- 2) середня – лимоніт, магнетит, сульфіді;
- 3) підвищена – глини, слюди, польові шпати, калійні солі;
- 4) висока - циркон, ортіт, монацит.

Таким чином, низьку радіоактивність мають кварцові пісковики, вапняки, доломіти, кам'яна сіль, вугілля, гіпси; високою радіоактивністю характеризуються глини, глинисті сланці та бітумінозні аргіліти, калійні солі.

Поліміктові пісковики навіть при малій глинистості мають підвищену радіоактивність, оскільки в них значна частина зерен представлена мінералами, що містять калій польовими шпатами, мікроклінами, глауконітом. Радіоактивність пісковиків та алевролітів зростає зі збільшенням глинистості.

Природна радіоактивність гірських порід у свердловині вимірюється спеціальним вимірювальним приладом радіометром. Свердловинний радіометр переміщається стовбуром свердловини знизу вгору, реєструючи радіоактивність гірських порід - інтенсивність гама - поля (I_γ). Цифрові значення гамма-активності (мкр/год) відображаються в лінійному масштабі у вигляді діаграми червоного кольору.

Нейтронні методи.

Нейтронний каротаж ґрунтується на визначенні ефекту взаємодії нейтронів з ядрами атомів гірських порід. Вивчення розрізу нейтронними методами зводиться до опромінення гірських порід швидкими нейтронами та реєстрації гамма-випромінювання радіаційного захоплення нейтронів.

При нейтронному каротажі дослідження ведуться за допомогою свердловинного приладу, що містить джерело нейтронів та детектор нейтронів або гамма-випромінювань. Нейтрони мають високу проникаючу здатність, тому що не мають електричного заряду, не іонізують середовище і не втрачають енергію при взаємодії з електричними зарядами електронів і ядер. Єдиний чинник, що впливає на рух нейтронів їхнє зіткнення з ядрами атомів, яке проявляється у вигляді розсіювання нейтронів та захоплення їх ядрами атомів. В результаті розсіювання відбувається зменшення енергії нейтронів та зміна напрямку їхнього руху.

Нейтронні методи базуються на вивченні щільності (інтенсивності) теплових нейтронів та вторинного гамма-випромінювання. Щільність теплових нейтронів (I_{nt} , імп/хв) обумовлена втратою первісної енергії завдяки зіткненню з ядрами легких елементів, головним чином з ядрами водню. У зв'язку з цим, що більше серед водню, тим нижче щільність нейтронів і нижче показання нейтронного каротажу.

Вторинне гамма-випромінювання (I_{ng} , імп/хв) обумовлено виділенням енергії при радіаційному захопленні нейтронів ядрами інших елементів. Найбільша інтенсивність гамма-випромінювання й у хлору, найменша – для водню. Ця відмінність у випромінюваній енергії дозволяє встановити водонафтовий контакт за даними нейтронного каротажу: показання НГК проти водоносної частини пласта завищені, порівняно з показаннями проти його нафтоносної частини.

Таким чином, інтенсивність рахунку нейтронів у загальному випадку (I_n , імп/хв) визначається функцією поширення нейтронів теплових енергій у середовищі, що вивчається, і середнім числом гамма-квантів, що випускаються при захопленні нейтронів у цьому середовищі.

За нейтронними властивостями осадові гірські породи можна розділити на групи великого та малого водневмісту.

До першої групи належать глини, що характеризуються високою вологоємністю та містять значну кількість мінералів з хімічно зв'язаною водою (водні алюмосилікати); вугілля, гіпси, що містять хімічно зв'язану воду, а також деякі дуже пористі та проникні породи – колектори, насичені водою чи нафтою. На діаграмах НГК ці породи відзначаються низькими показаннями радіаційного гамма-випромінювання.

До другої групи порід входять малопористі різниці - щільні вапняки та доломіти, зцементовані пісковики та алевроліти, а також ангідрити та кам'яна сіль. На діаграмах НГК ці породи вирізняються високими показниками.

Проти інших осадових порід (пісків, пісковиків, пористих карбонатів) показання НГК залежать від їхньої глинистості та вмісту в них водню та хлору, тобто насиченості водою різної мінералізації, нафтою чи газом.

Акустичний каротаж.

Акустичні методи дослідження розрізів свердловин засновані на визначенні пружних властивостей гірських порід за даними поширення в них пружних хвиль.

В акустичному ультразвуковому методі досліджуються швидкість поширення та енергія пружних хвиль, що збуджуються у свердловині та породі. В основі методу лежить відмінність пружних властивостей порід, що складають розрізи свердловин.

Стандартні дослідження акустичним методом виконують серійною апаратурою СПАК у необсаджений свердловині триелементним зондом (два випромінювачі та один приймач).

При акустичних дослідженнях гірських порід вимірюють кінематичні та динамічні характеристики пружних хвиль.

Кінематичні характеристики визначають швидкість поширення пружних хвиль у породах: час поширення пружних коливань між приймачем і ближнім і далеким випромінювачем T_1 і T_2 , що вимірюється мкс; інтервальний час поширення пружної хвилі ΔT , що вимірюється в мкс/м – акустичний каротаж за швидкістю.

Динамічні характеристики пов'язані з поглинаючими властивостями досліджуваного середовища: відносними амплітудами поздовжніх та поперечних коливань від ближнього та далекого випромінювачів – A_1 та A_2 , що вимірюються у мВ; коефіцієнтом поглинання.

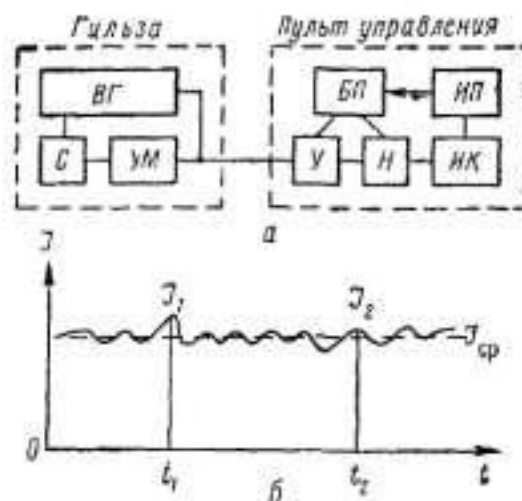
Радіометр СРП-68.

Польова радіометрична апаратура призначена для вимірювання радіоактивності гірських порід у процесі пішохідної, автомобільної та повітряної зйомок, для виявлення та визначення концентрації радіоактивних еманцій у ґрунтовому повітрі, воді, гірничих виробках.



Робота з радіометром СРП – 68 - 01

Широко поширеним приладом для пішохідної радіометричної зйомки є сцинтиляційний радіометр СРП-68. Прилад має герметичну гільзу. Це дозволяє виконувати вимірювання у-випромінювання в водоймищах з зануренням датчика на глибину до 30-40 см. контуру (ІЧ) з індикаторним приладом. Пороговий дискримінатор служить придушення шумових імпульсів, викликаних апаратними особливостями ФЭУ і пов'язаних із зовнішнім випромінюванням. Зазначені імпульси звуться статистичних флюктуацій.



Принципова схема радіометра (а) та приклад реєстрації сигналу в залежності від часу (б)

Наземна гамма-зйомка проводиться за допомогою польових радіометрів або автомобільних радіометрів. Аномалією вважається відхилення спостерігається інтенсивності у-поля від нормального фону, що перевищує потрібну середню квадратичну помилку вимірювань. Величина нормального тла зазвичай коливається від кількох одиниць мкР/год у районах розвитку осадових відкладень до кількох десятків мкР/год у районах виходів поверхню вивержених і кристалічних порід.

Пошукові профілі гамма-зйомки виконуються спільно з рекогносцирувальними маршрутними геологічними дослідженнями. Їхня мета полягає у визначенні нормального фону радіоактивного випромінювання та у виявленні зон підвищеної радіоактивності. Пошукова гамма-зйомка за профілями проводиться також вздовж маршрутів геологічної зйомки в масштабі від 1:10 000 до 1:25 000. При пошуках гільзу польового радіометра розташовують в 15-20 см над землею перпендикулярно напрямку маршруту. Частоту імпульсів при цьому прослуховують за допомогою телефону. Через кожні 20-50 м гільзу кладуть на землю і записують відрахунки за приладом. При аномальному почастішанні імпульсів, що прослуховуються, проводять позачергове спостереження. Маршрути і точки спостережень наносять на карту, а місце аномалії випромінювання закріплюють репером. Потім поблизу реперів роблять розчищення і беруть зразки порід, що показали підвищену радіоактивність. Для оконтурювання окремих рудних тіл на аномальних ділянках проводиться детальна площа гамма-зйомка в масштабах від 1:5000 до 1:1000. У кожній точці мережі протягом 0,5-1 хв записують відлік радіометром при покладеній на поверхню землі гільзі.

Методи польової радіометрії знаходять широке практичне застосування, оскільки, маючи відносно низьку вартість виконання робіт, вони відрізняються великою ефективністю при геологічному вивченні та картуванні територій.

5. Електророзвідка.

Електророзвідка (електромагнітна розвідка) поєднує фізичні методи дослідження геосфер Землі, пошуків та розвідки корисних копалин, засновані на вивченні електричних та електромагнітних полів, що існують у Землі або через природні космічні, атмосферні, фізико-хімічні процеси, або створені штучно. Використовувані поля може бути: встановилися, тобто. існуючими понад секунду (постійними та змінними, гармонійними або квазігармонічними з частотою від мілігерц ($1 \text{ мГц} = 10^{-3} \text{ Гц}$) до петагерц ($1 \text{ ПГц} = 10^{15} \text{ Гц}$)) і нествореними, імпульсними з тривалістю імпульсів від мікросекунд до секунд. За допомогою різноманітної апаратури вимірюють амплітудні та фазові складові напруженості електричних та магнітних полів. Якщо напруженість і структура природних полів визначається їх природою, інтенсивністю, і навіть електромагнітними властивостями гірських порід, то штучних полів залежить і від потужності джерела, частоти чи тривалості, і навіть способів збудження поля.

Основними електромагнітними властивостями гірських порід є питомий електричний опір (УЕС), електрохімічна активність, поляризованість, діелектрична та магнітна проникності. Електромагнітні властивості геологічних середовищ, що вміщає середовища, пластів, об'єктів, а також геометричні параметри останніх служать основою для побудови геоелектричних розрізів. Геоелектричний розріз над однорідним за тією чи іншою електромагнітною властивістю напівпростором прийнято називати нормальним, а над неоднорідним - аномальним. На виділенні аномалій і ґрунтується електророзвідка.

Зміна глибинності електророзвідки досягається зміною потужності джерел, частоти та тривалості збудження, а також залежить від способів створення поля. Останні можуть бути гальванічними (струм вводиться в Землю за допомогою заземлень) або індукційними (струм пропускається у незаземлену петлю, рамку). Глибинністю можна керувати також геометричним (дистанційним) та частотним прийомами. Сутність дистанційного (геометричного) прийому зводиться до збільшення відстані між джерелом поля та точками, де воно вимірюється, що веде до зростання обсягу середовища, що залучається до дослідження.

Внаслідок різноманіття полів, їх частотно-часових спектрів, електромагнітних властивостей гірських порід електророзвідка відрізняється від інших геофізичних методів великою кількістю методів (понад 50). За

фізичною природою їх можна згрупувати у методи природного змінного електромагнітного поля, поляризаційні (геоелектрохімічні), опорів, індукційні низькочастотні, високочастотні, надвисокочастотні, біогеофізичні.

За геометрією і будовою геологічних розрізів, що вивчаються, методи електророзвідки умовно діляться на: 1) зондування, які служать для розчленування горизонтально (або порожнистого) шаруватих розрізів у вертикальному напрямку; 2) профільування, призначені для вивчення крутошарових розрізів або виявлення об'єктів у горизонтальному напрямку; 3) підземно-свердловинні (об'ємні), що поєднують методи виявлення неоднорідностей між свердловинами, гірничими виробками та земною поверхнею.

Електророзвідка з тією чи іншою ефективністю застосовується на вирішення практично всіх завдань, у яких використовуються геофізичні методи.

Через наявність безлічі методів електророзвідки використовуються або створюються спеціально різноманітні комплекти апаратури та обладнання. Малосерійні прилади, що створюються і випускаються, швидко застарівають і безперервно вдосконалюються в напрямку збільшення числа одночасно реєструючих каналів, комп'ютеризації вимірювань і обробки інформації. Тому зупинимося лише на принципах устрою та призначення основних груп приладів. Для вивчення невеликих глибин (до 500 м) використовуються переносні прилади та обладнання. Розвідка великих глибин (понад 0,5 км) здійснюється за допомогою електророзвідувальних станцій (ЕРС). Прискорене геологічне картування та пошук корисних копалин на глибинах до 200 м виконується за допомогою аероелектророзвідувальних станцій.

5.1. Георадіолокаційні дослідження.

Георадіолокаційні дослідження здійснюється за допомогою георадару. Георадар – це мобільний електронний геофізичний прилад, що дозволяє отримувати безперервний розріз досліджуваного середовища та записувати його у файл для подальшої обробки, аналізу та документування.

Принцип дії георадару заснований на методі радіолокації: випромінювання в зондоване середовище електромагнітних імпульсів та реєстрація відбитих сигналів від неоднорідностей та об'єктів у товщі середовища. Подібний метод є методом неруйнівного дослідження та контролю.

Частота зонduючого імпульсу георадару лежить у межах від 25 МГц до 3 ГГц, довжини хвиль у досліджуваних середовищах лежать у межах від перших сантиметрів до кількох метрів. Роздільна здатність георадарних досліджень по глибині – не гірша за половину довжини хвилі і може бути покращена в процесі математичної обробки польового матеріалу.

Глибинність георадарних досліджень залежить від частоти зонduючого імпульсу і становить близько 25 метрів у "легких" для георадіолокації ґрунтах з діелектричною проникністю 3-6 та питомим згасанням 1-2 дБ/метр (сухий пісок, вапняк, скельні породи, мерзлий ґрунт). У суглинних ґрунтах глибинність дослідження знижується. Глибинність досліджень можна суттєво підвищити, застосовуючи під час обробки польового матеріалу спеціалізовані комп'ютерні алгоритми розпізнавання корисних сигналів у сфері шумів радарограми.

Зазвичай георадар включає кілька антенних блоків, що мають різні центральні частоти зондувальних імпульсів.

Вибір антенних блоків обумовлюється завданням георадарного обстеження - наприклад, для вимірювання товщин конструктивних шарів дорожнього одягу використовуються високочастотні антенні блоки з частотою 900 - 1700 МГц, що мають глибину менше двох метрів, але високу роздільну здатність. Навпаки, для оцінки потужності родовища кварцового піску висока роздільна здатність не потрібна, проте потрібна максимальна глибинність. У цьому випадку застосовуються низькочастотні антенні блоки, налаштовані на центральну частоту зондувального імпульсу 25-150 МГц.

У більшості випадків при георадіолокаційному обстеженні антенний блок георадару переміщається по поверхні досліджуваного середовища (або над поверхнею), випромінюючи і приймаючи відбиті сигнали через певну відстань, звану кроком зондування. Мінімальний крок зондування може становити кілька міліметрів. Від кроку зондування залежить деталізація радарограми по горизонталі.

В результаті, із впорядкованого набору відбитих сигналів складається розріз досліджуваного середовища, перпендикулярний площині антен георадара, що називається георадіолокаційним профілем або радарограмою. Аналізуючи радарограми можна досить точно встановити положення меж шарів та інших об'єктів у підповерхневих шарах, у чому полягає сенс георадіолокаційних досліджень.

Профілювання дозволяє отримати вертикальний розріз підповерхневого середовища вздовж траси виміру в режимі реального часу. Однак роль вертикальної координати виконує час пробігу імпульсу від передавача до межі об'єкта, що відображає, і далі до приймальної антени. Для перетворення цього «тимчасового розрізу» на реальні глибини необхідно оцінити швидкість поширення електромагнітних хвиль у середовищі та врахувати розташування точки відображення щодо антен приладу.

Швидкість поширення зондуючого імпульсу, необхідна для оцінки реальної глибини залягання об'єктів, може бути знайдена безпосередньо з тимчасового розрізу за наявності на трасі локального або лінійно-протяжного поперек траси підповерхневого об'єкта, що формує на радарограмі характерний гіперболічний слід. Розчин асимптот відповідної гіперболи залежить від швидкості поширення хвиль у середовищі. Функція визначення швидкості поширення електромагнітних хвиль у середовищі по дифракційному гіперболічному образу локального об'єкта в приладі не реалізована і передбачається доступною у програмних комплексах обробки георадіолокаційних даних на комп'ютері.



Робота з георадаром ЛОЗА.

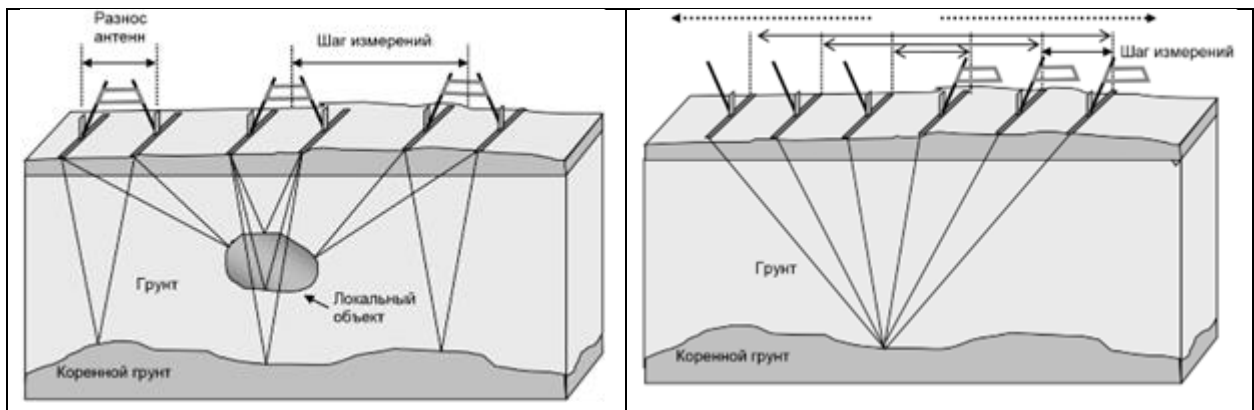


Рис. 5.1. Схема зйомки з використанням георадару.

У разі відсутності на профілі слідів відбиття від локальних і лінійно-протяжних об'єктів використовується так званий «метод загальної середньої точки» (ЗСТ) аналогічний вертикальному електричному зондуванню (ВЕЗ), що використовується в геофізиці. Метод ЗСТ полягає в послідовних вимірах при симетричному розносі приймальної та передавальної антен у протилежні сторони на ділянці з плоскошаровою структурою середовища. Одержуваний у процесі даних вимірювань гіперболічний образ шару, що відбиває, називається годографом і також дозволяє оцінити швидкість поширення електромагнітних хвиль і глибину залягання шару по положенню вершини і нахилу асимптоти годографа (рис.5.1).

На рис.5.2 наведено дані ЗСТ, отримані чисельним моделюванням. Практичні виміри різною мірою повторюють основні риси цієї картини.

Функція визначення швидкості поширення електромагнітних хвиль у шарах середовища за годографом шару у програмі не реалізована і передбачається доступною у програмних комплексах обробки георадіолокаційних даних.

Характеристика морфології картини:

- Повітряна хвиля

Повітряна хвиля є імпульсом, що розповсюджується вздовж межі розділу середовищ зі швидкістю світла. Саме щодо нього у штатному режимі синхронізується блок приймача;

- Пряма хвиля

Пряма хвиля, що спостерігається при більшості практичних вимірювань, обумовлена поширенням імпульсу в підповерхневому середовищі вздовж межі поділу середовищ. Її кут нахилу (фактично, годограф) характеризує діелектричну проникність підстилаючої поверхні;

- Бічна хвиля

Бічна хвиля виникає разом із відбитою хвилею, та її годограф відповідає швидкості світла повітря;

- Відбита хвиля

Відбита хвиля викликається відображенням зондуєчого імпульсу від шарів та локальних об'єктів.

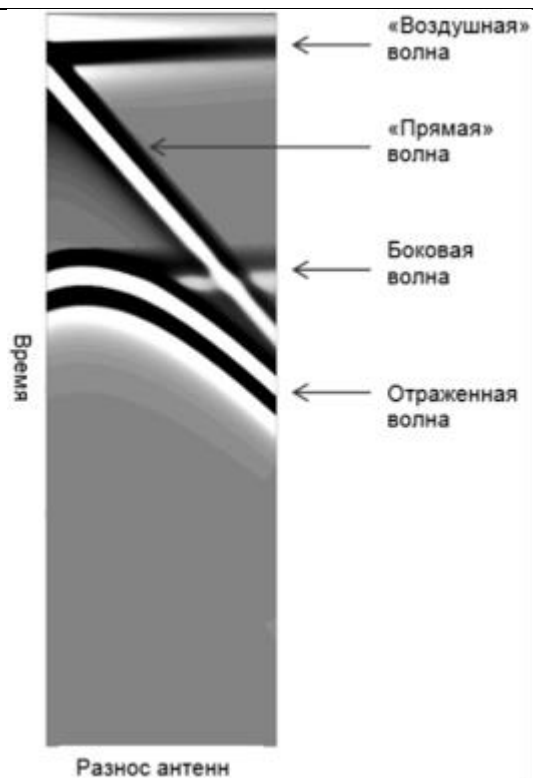


Рис. 5.2. Модельні данні ЗСТ

6. Підготовка звіту.

Підсумком навчальної практики є звіт, складений бригадою студентів-виконавців, який представляється для публічного захисту та оцінки з навчальної геофізичної практики. Звіт повинен містити текстову частину, яка дає опис методики практичного застосування вивчених геофізичних методів та прийомів обробки матеріалів, а також усі журнали практичних польових спостережень та графічні додатки. Основні розділи звіту такі:

ВСТУП

1. МЕТОДИ ГЕОФІЗИКИ

2. МАГНІТОРОЗВЕДЕННЯ

3.. СЕЙСМОРОЗВІДКА

4. РАДІОМЕТРІЯ

5. ЕЛЕКТРОРОЗВІДКА

ВИСНОВОК

Результати радіометричних даних необхідно оформити в таблицю додатково розрахувавши середні значення вимірів кожного пікету, а також середньоквадратичні відхилення.

Для подальших розрахунків необхідно нагадати, що дисперсія випадкової величини - міра розкиду цієї випадкової величини, тобто її відхилення від математичного очікування, позначається $D[X]$. У статистиці часто використовується позначення σ^2 . Дисперсія є середній квадрат відхилень індивідуальних значень ознаки від середньої величини (середнього арифметичного значення вибірки).

Середнє арифметичне вибірки

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \frac{1}{n} (x_1 + \dots + x_n).$$

де x_i - i -й елемент вибірки; n - обсяг вибірки.

Квадратний корінь з дисперсії, що дорівнює σ , називається середньоквадратичним відхиленням, стандартним відхиленням або стандартним розкидом. Стандартне відхилення вимірюється у тих самих одиницях, як і сама випадкова величина, а дисперсія вимірюється у квадратах цієї одиниці виміру.

Середнє квадратичне відхилення - це квадратний корінь із середнього арифметичного всіх квадратів різниць між даними величинами та їх середнім арифметичним.

Середнє квадратичне відхилення прийнято позначати грецькою буквою сигма σ :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}.$$

На основі побудованих та проаналізованих профілів будуються гістограми (рис.6.1.). Графічні матеріали та таблиці необхідно оформити до окремого розділу «Додатки» наприкінці звіту.

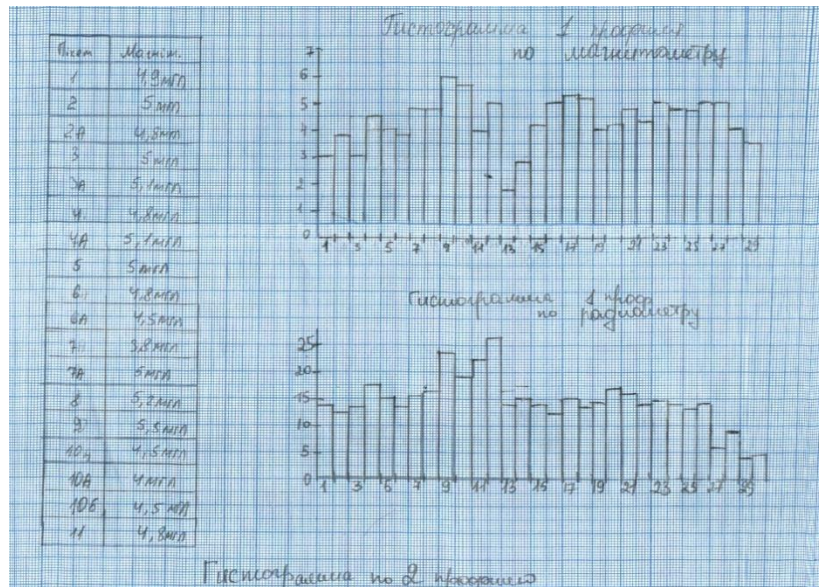


Рис. 6.1. Приклад збудованих гістограм на основі вивчених профілів.

Звіт повинен свідчити про розуміння проблем та можливості практичного застосування студентами геофізичних методів для вирішення конкретних геологічних завдань.

Висновок.

Навчальна геофізична практика студентів 3-го курсу демонструє студентам застосування геофізичних методів при вирішенні геологічних завдань.

В даний час геофізичні методи є невід'ємною частиною геологічних досліджень різних напрямків і масштабів робіт. Залежно від умов застосування у розвідувальній геофізиці виділяють повітряні, морські, наземні та підземні методи. У цілому нині застосування геофізичних методів дозволяє вирішувати складні геологічні завдання найефективніше, швидко і з малими витратами коштів.

У процесі проходження практики студенти повинні освоїти основи методики польових спостережень з геофізичною апаратурою, навчитися проводити первинну камеральну обробку польових матеріалів та отримати початкові знання щодо практичного застосування методів геологічної інтерпретації матеріалів геофізичних зйомок.

Рекомендована література.

1. Про вищу освіту : Закон України 1556-VII від 01.07.2014. URL: <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/1556-18>
2. Про освіту : Закон України 2145-VIII від 25.09.2017. URL: <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/2145-19>
3. ДБН В. 1.1-46:2017 Інженерний захист територій, будівель і споруд від зсувів та обвалів. Основні положення: [Чинний від 01.11.2017]. К. : Міністерство регіонального розвитку, будівництва та житлово-комунального господарства України. 2017. 43 с.
4. Інструкція із застосування класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр до родовищ питних і технічних підземних вод. ДКЗ України, К. 2000. - 48 с
5. Сіворонов А. О., Генералова Л. В., Дворжак Т. С. Польові геологічні практики : навч. посібник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. 226 с.
6. Чомко Ф. В., Удалов І. В.. Навчальна гідрогеологічна та інженерно-геологічна практика: навч. посіб. Харків: ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2014. 192 с.
7. Рудько Г.І., Стецюк В.В., Біланюк В.І., Бондаренко Е.Л., Бортник С.Ю., Гавриш Н.С., Даценко Л.М., Іванік О.М. та ін. Природничі проблеми національної безпеки України у викликах новітньої історії: монографія (за ред. Рудька Г.І., Стецюка В.В.). Київ – Львів – Гейдельберг – Малага – Чернівці, Букрек, 2019. 504 с.
8. Михайлов В.А., Курило М.М. Базові терміни і поняття економічної геології. Навчальний посібник. К.:ВПЦ «Київський університет», 2015. 527.
9. Організація та проведення геологічного до вивчення раніш закартованих площ масштабу 1: 200 000, складання та підготовка до видання Державної геологічної карти України масштабу 1 : 200 000. Інструкція. Геолог України. К.:ДГП «Геоінформа», глави 1-8, 296.
10. Організація та проведення геолого-зйомочних робіт і складання та підготовка до видання Геологічної карти України масштабу 1: 50 000 (1:25 000), (2002). Інструкція. Департамент геології та використання надр Міністерства екології та природних ресурсів України. К.:Видавничий центр УкрДГРІ, глави 1-7, 204.