

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
Факультет геології, географії, рекреації та туризму
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

До захисту перед ЄК допущено
В.о. зав. кафедри _____ доц. Петік В.О.
«_____» _____ 2025 року

**«Геофізичні характеристики родовищ міді та нікелю
в Саудівській Аравії»**

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА МАГІСТРА

Виконав:

студент 2 курсу, група ГЛ-21,
спеціальність 103 Науки про Землю,
освітньо-професійна програма
«геологія»

ЯКОВЛЄВА Дарина Миколаївна

Керівник:

к. техн. н., доцент

Петік Вячеслав Олексійович

*Кваліфікаційна робота захищена
з оцінкою «_____»*

_____ *Голова ЄК Безрук К.О.*

_____ *Секретар ЄК Тищенко І.І.*

«_____» _____ 2025 року

Реферат

Робота магістра на тему «**Геофізичні характеристики родовищ міді та нікелю в Саудівській Аравії**» викладена на **102** сторінках, містить **6** розділів, перелік використаних джерел включає **66** найменувань.

Об'єктом дослідження є геологічна будова та рудоносні мафічні комплекси ділянки Wadi Al Khadra в південно-західній частині Саудівської Аравії.

Предметом дослідження є геофізичні поля самопотенціалу, магнітного поля та електромагнітного відгуку у часовому домені, їхні просторові параметри та особливості, що відображають розподіл мідно-нікелевої мінералізації й структурних елементів.

Мета роботи полягає в удосконаленні підходів до пошуку та оцінки мідно-нікелевої мінералізації шляхом комплексної обробки й інтерпретації даних SP, MAG та TDEM на ділянці Wadi Al Khadra.

У роботі використано такі методи дослідження: метод самопотенціалу, магніторозвідка та електромагнітні зондування у часовій області. Апаратура включала переносні SP-системи, магнітометри та обладнання для часових електромагнітних вимірювань (TDEM).

Наукова новизна роботи полягає у комплексному застосуванні трьох геофізичних методів до вивчення мідно-нікелевої мінералізації в умовах Аравійського щита та в уточненні просторової будови рудоконтролюючих структур.

Значення роботи визначається удосконаленням методичних підходів до комплексного аналізу геофізичних даних і підвищенням інформативності пошукових робіт.

У висновках обґрунтовано перспективи подальшого вивчення ділянки та рекомендації щодо уточнення параметрів польових і камеральних методик.

Прогнозні припущення передбачають можливість виділення нових рудних зон у межах мафічних комплексів Wadi Al Khadra та підвищення точності моделювання глибинної будови за рахунок інтеграції геофізики з геологічними та геохімічними даними.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: МІДНО-НІКЕЛЕВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ, АРАВІЙСЬКИЙ ЩИТ, САМОПОТЕНЦІАЛ, МАГНІТОРОЗВІДКА, TDEM, МАФІЧНІ ІНТРУЗІЇ, ГЕОФІЗИЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ.

ЗМІСТ

ВСТУП	5
1. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ (ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНА ЧАСТИНА)	8
1.1. Попередні дослідження району Wadi Al Khadra та квадранглу Jabal Ibrahim	8
1.2. Попередні геофізичні дослідження рудопроявів нікелю та міді	9
2. ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ	11
2.1. Геологія Саудівської Аравії	11
2.2. Аравійський щит	12
2.3. Розташування ділянки Wadi Al Khadra Ni–Cu	15
2.4. Геологія ділянки Wadi Al Khadra	15
2.4.1 Літолого-стратиграфічні та петрографічні підрозділи	18
2.5. Основні структурні тренди	20
2.6. Дані свердловин Wadi Al Khadra	21
3. ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ	26
3.1. Вступ до геофізичних методів у мінеральній розвідці	26
3.2. Метод самопотенціалу	26
3.3. Магнітний метод	29
3.4. Метод електромагнітного зондування в часовому домені (TDEM)	34
4. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ВИКОНАННЯ РОБІТ (ПРОГРАМА ДОСЛІДЖЕННЯ)	38
4.1. Вступ до збору геофізичних даних	38
4.2. Збір даних методом самопотенціалу (SP)	38
4.3. Обробка даних SP	38
4.4. Збір магнітних даних	40
4.5. Обробка магнітних даних	41
4.6. Збір даних TDEM	44
4.7. Обробка даних TDEM	44
5. РЕЗУЛЬТАТИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ЇХ ІНТЕРПРЕТАЦІЯ	47
5.1. Результати самопотенціалу	47

5.2. Результати магнітних досліджень	48
5.3. Результати електромагнітних досліджень у домені часу (tdem).....	68
6. АНАЛІТИЧНА ЧАСТИНА / ОБГОВОРЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ	83
6.1. Можливості геофізичних методів для картування металевої мінералізації.....	83
6.2. Використання геофізичних методів для визначення орієнтації розломів	83
6.3. Перевірка інтерпретацій СП, магнітних та TDEM даних за свердловинною та геолого-геохімічною інформацією	85
6.4. Відмінності та подібності в інтерпретаціях СП, магнітних та TDEM методів.....	91
6.5. Оптимальні параметри польових робіт	92
6.6. Оптимальні параметри обробки даних	93
6.7. Оптимальні підходи до інтерпретації	93
6.8. Переваги та обмеження методів СП, магнітної зйомки та TDEM.....	94
ВИСНОВКИ.....	95
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	98

ВСТУП

Розвиток мінерально-сировинної бази є одним із ключових чинників економічного зростання держави, а геофізичні методи займають важливе місце в системі пошуково-розвідувальних робіт. Сучасні підходи до виявлення та оконтурення рудних тіл передбачають комплексне використання різних геофізичних полів, що дає змогу отримати інтегровану та достовірну картину будови надр. Особливої актуальності такі дослідження набувають у районах розвитку мафітів та ультрамафітів, де можливе формування промислових сульфідних родовищ нікелю та міді.

Дослідження, що стали основою даної магістерської роботи, виконані на ділянці Ваді Аль-Хадра (південно-західна частина Саудівської Аравії), де відомі тривалі прояви мідно-нікелевого оруднення, представленого вторинними залізистими зонами, сульфідними та оксидними мінеральними асоціаціями. Регіон характеризується поширенням метагаброїдів та інших мафічних порід, що створюють сприятливі умови для формування розсіяних та жильно-вкраплених рудних тіл.

Для вивчення геологічної будови та просторової локалізації мідно-нікелевої мінералізації застосовано три геофізичні методи: **самопотенціал (SP), магнітометрію (MAG) та електромагнітні дослідження у часовій області (TDEM)**. Ці методи дозволяють картувати як поверхневі, так і глибинні контрастні об'єкти, визначати структурні елементи та простежувати взаємозв'язок між геологічними та геофізичними ознаками. Комплексна інтерпретація цих даних дає змогу підвищити точність прогнозу і зменшити геологічні ризики на етапах подальшої розвідки.

Отримані матеріали доповнювалися геологічною інформацією та даними бурових свердловин, що забезпечило можливість обґрунтованого порівняння, уточнення та верифікації геофізичних моделей.

Мета роботи

Метою магістерської роботи є удосконалення підходів до пошуку та оцінки мідно-нікелевої мінералізації шляхом комплексної обробки та

інтерпретації даних самопотенціалу, магніторозвідки та електромагнітних досліджень у часовій області на ділянці Ваді Аль-Хадра.

Об'єкт дослідження

Геологічна будова та рудоносні мафічні комплекси ділянки Ваді Аль-Хадра.

Предмет дослідження

Геофізичні поля самопотенціалу, магнітного поля та електромагнітного відгуку й їхні просторові параметри, що відображають особливості розподілу мідно-нікелевої мінералізації та структурних елементів.

Методи дослідження

- метод самопотенціалу (SP);
- магніторозвідка (MAG);
- електромагнітні зондування у часовій області (TDEM);
- кількісна та якісна інтерпретація геофізичних полів;
- порівняльний аналіз з геологічними даними та матеріалами буріння.

Цілі роботи

1. Показати можливості методів SP, MAG та TDEM для картування мінералізації.
2. Визначити структурні порушення, що контролюють рудні зони.
3. Зіставити результати геофізичних інтерпретацій з даними свердловин та поверхневої геології.
4. Встановити подібності та відмінності в інтерпретації даних трьох методів.
5. Обґрунтувати оптимальні параметри отримання та обробки геофізичних даних.
6. Визначити сильні та слабкі сторони застосованих методів.

Наукова новизна

Удосконалено комплексний підхід до інтерпретації трьох геофізичних методів для пошуку мідно-нікелевих руд у складних мафічних товщах.

Вперше для ділянки Ваді Аль-Хадра отримано інтегровану модель розподілу мінералізації з верифікацією за свердловинними даними.

Практичне значення

Результати дослідження можуть бути використані геологорозвідувальними службами для оптимізації пошукових робіт у районах розвитку ультрамафітів і мафітів, а також для планування буріння та зменшення витрат на ранніх етапах розвідки.

Структура роботи

Магістерська робота складається зі вступу, п'яти розділів, висновків, списку використаних джерел та додатків. У роботі наведено опис геологічної будови району, характеристику геофізичних методів, результати їх застосування та інтерпретації, а також рекомендації щодо подальших досліджень.

Розділ 1. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ (ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНА ЧАСТИНА)

1.1. Попередні дослідження району Wadi Al Khadra та квадранглу Jabal Ibrahim

Перші узагальнені геолого-геохімічні дослідження району Wadi Al Khadra були виконані фахівцями Геологічної служби США (USGS) у 1973 році, під час яких були проведені польові обстеження та отримано результати аналізів зразків (Greenwood, 1975a). У 1979 році спеціалісти USGS повторно обстежили територію, здійснивши картування та розширене відбірне опробування, що включало 24 граб-зразки, 50 точкових проб та 10 каналних вибірок (Worl & Wynn, 1979). Виходячи з наявного на той час фактичного матеріалу, Worl i Wynn (1982) рекомендували здійснити бурову програму поверх відомої зони окиснення у межах родовища Wadi Al Khadra (SGS, 2015).

У 1978 році компанія Arabian Geophysical and Surveying Company (ARGAS) виконала комплекс геофізичних робіт, до складу яких увійшли електромагнітні та самопотенціальні зйомки. Також було проведено магнітну зйомку підрядниками USGS. Ці роботи здійснювалися в межах регіональної програми, спрямованої на вивчення повітряно-електромагнітних аномалій, виявлених у районі Wadi Bidah (ARGAS, 1978).

У 1985–1986 рр. USGS у співпраці з Deputy Ministry for Mineral Resources провели інтегроване структурно-геохімічне дослідження північної частини розлому Nabitah у районі Wadi Al Khadra. Метою роботи було уточнення просторових закономірностей структурних та геохімічних характеристик і встановлення тектонічної ролі розлому Nabitah як одного з ключових структурних елементів Аравійського щита (Quick & Bosch, 1990).

У 2009 році Геологічна служба Саудівської Аравії (SGS) реалізувала детальну програму геолого-розвідувальних робіт з метою перевірки обнадійливих результатів, отриманих у 1979 році. Програма включала

поверхнєве опробування, геодезичне забезпечення, картування, виконання комплексу геофізичних робіт та буріння свердловин (Aljahdali et al., 2015).

Геологію аркуша Jabal Ibrahim у масштабі 1:500 000 було вперше відображено Brown et al. (1963), а пізніше виконано більш детальне картування у масштабі 1:100 000 (Greenwood, 1975a, c; Cater, 1977; Hadley & Fleck, 1980; Greene & Gonzalez, 1980). У 1980 році Cater і Johnson підготували пояснювальні записки до геологічної карти квадранглу Jabal Ibrahim, які були офіційно затверджені Міністерством нафти та мінеральних ресурсів Саудівської Аравії (1986).

1.2. Попередні геофізичні дослідження рудопроївів нікелю та міді

У світовій практиці накопичено значний досвід використання методів електромагнітної, магнітної та самопотенціальної розвідки для пошуків та оцінки сульфідних родовищ Ni–Cu. Найбільш показовими є такі приклади.

1.2.1. Геофізика родовищ Voisey's Bay Ni–Cu–Co (Канада)

Родовища Voisey's Bay, відкриті у 1994 році, є одним із класичних прикладів ефективного застосування низькочастотної електромагнітної розвідки, наземної TDEM, магнітної зйомки та горизонтальних петльових ЕМ-методів. Висока електропровідність сульфідів Ni–Cu дозволила надійно ідентифікувати рудні тіла. Горизонтальний ЕМ із базою 100 м ефективно окреслював рудні поклади до глибини 50 м, а з базою 200 м – до 100 м. Найінформативнішим інструментом для виявлення глибоких та масштабних сульфідних зон стала наземна TDEM-зйомка. Магнітні дані не завжди чітко відображали межі рудних тіл (Balch et al., 1998).

1.2.2. Геофізичний відгук родовища Munali Ni–Cu (Замбія)

Рудопроїв Munali, відкритий у 1960 р., був вивчений за допомогою авіаційних методів (VTEM) та наземних методик – магнітної зйомки, гравірознавки та TDEM у фіксованому петльовому режимі. За результатами VTEM було встановлено аномально підвищену провідність габро, що дозволило окреслити орієнтацію та глибину рудних зон (Wetherly, 2009).

1.2.3. TDEM і магнітна розвідка родовища Ferguson Lake Ni–Cu–Co–PGE (Канада)

На родовищі Ferguson Lake, відомому з 1950 року, TDEM-зйомка та магнітна розвідка дозволили визначити структуру рудних тіл та їхню просторову орієнтацію. Магнітна аномалія була зумовлена переважно магнетитом, а не пірротином, що уточнено бурінням. Електромагнітні дослідження виявили надзвичайно високу провідність масивного сульфідного матеріалу (>2000 мГн), із глибинністю від кількох метрів до сотень метрів (Visser et al., 2002).

1.2.4. Геофізичні особливості родовища Jinchuan Ni–Cu–PGE (Китай)

Родовища Jinchuan досліджувалися багаторазово у період від 1950-х до 1980-х років із застосуванням магнітометрії, аеромагнітних зйомок, самопотенціалу, гравірозвідки, методів індукційної поляризації, резистивітету та навіть сейсмотомографії. Результати показали, що:

- бугерова гравітаційна аномалія є малоінформативною,
- залишкова гравітаційна аномалія ефективно окреслює інтрузію – потенційний рудоконтролюючий елемент,
- регіональна аеромагнітометрія дозволяє простежити контури ультрамафітової інтрузії,
- самопотенціал чітко фіксує рудні тіла на фоні графітоносних порід (Guo & Dentith, 2007).

Розділ 2. ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ

2.1. Геологія Саудівської Аравії

Територія Саудівської Аравії займає площу близько 2,25 млн км² і включає чотири великі геологічні провінції:

- Аравійський щит докембрійського віку, розташований на заході й представлений магматичними та метаморфічними породами;
- Аравійський шельф, що охоплює схід і північ країни та складений осадовими товщами від кембрію до сучасності;
- третинні базальтові покриви («харрати»), які перекривають частину щита;
- рифтову улоговину Червоного моря, утворену теригенними та карбонатними відкладами неогену–четвертинного віку.

Загальні геологічні поділи наведено на рис. 2.1.

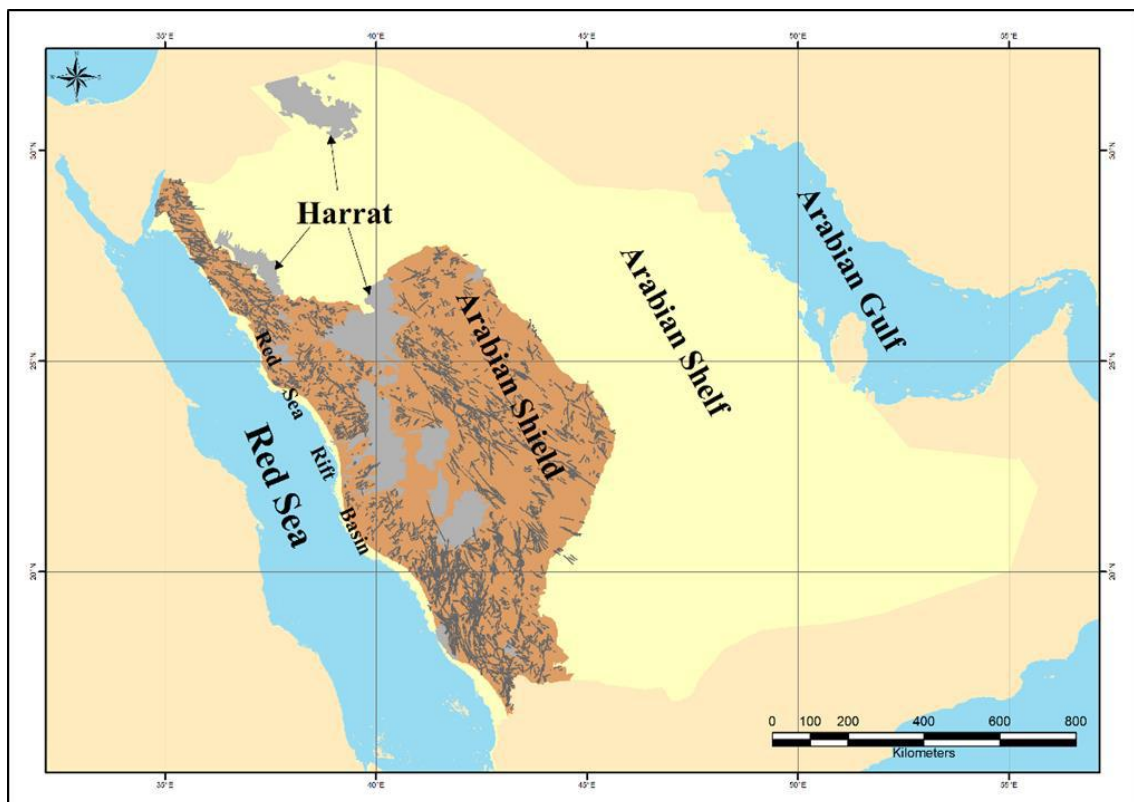


Рис. 2.1. Геологічні провінції Королівства Саудівська Аравія
(за даними SGS).

2.2. Аравійський щит

Аравійський щит є частиною Аравійсько-Нубійського щита, що охоплює території Саудівської Аравії, Єгипту, Йорданії, Судану, Ефіопії, Еритреї, Сомалі та Ємену (рис. 2.2). Він відокремлений від Нубійського щита розломною зоною Червоного моря, що почала формуватися у ранньому третинному періоді.

Породи щита представлені метаморфічними та магматичними комплексами віком від 1600 до 450 млн років (Alshanti, 2009) (рис. 2.3). Загальна площа виходів щита на території Саудівської Аравії становить близько 575 000 км², що дорівнює одній третині площі країни. Щит є основною металогенічною провінцією з високим потенціалом рудних родовищ (Al-Zahrani, 2014).

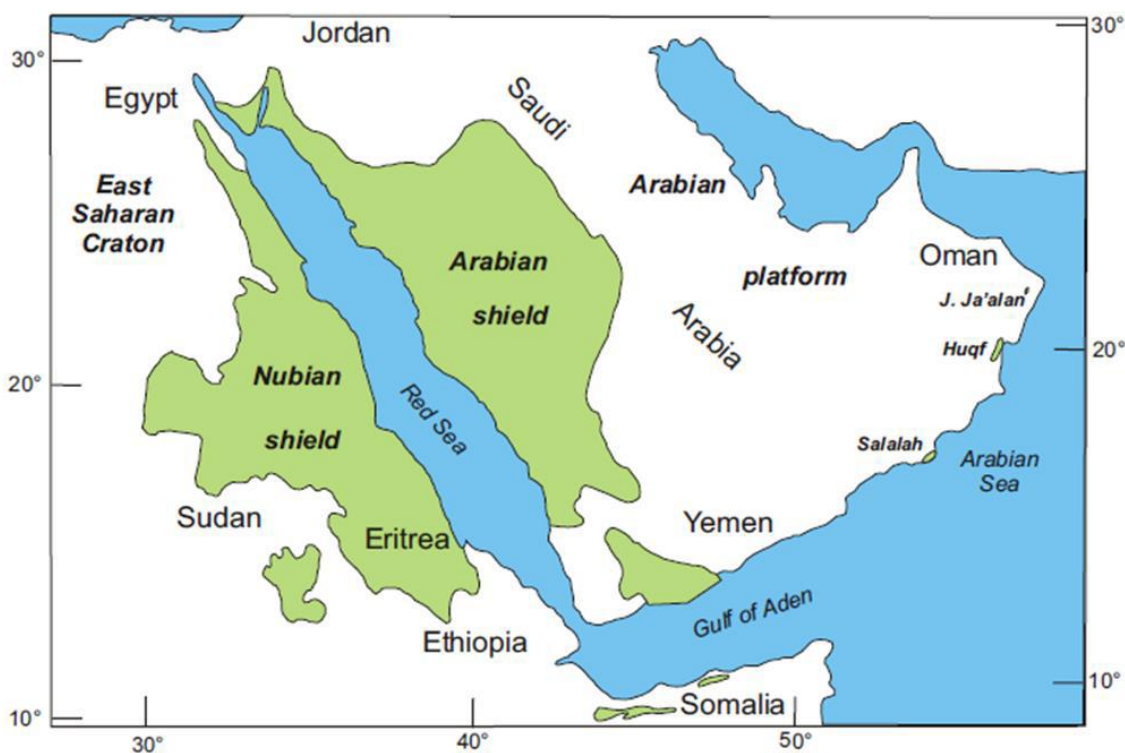


Рис. 2.2. Поширення докембрійських порід Аравійського півострова (Johnson, 2006).

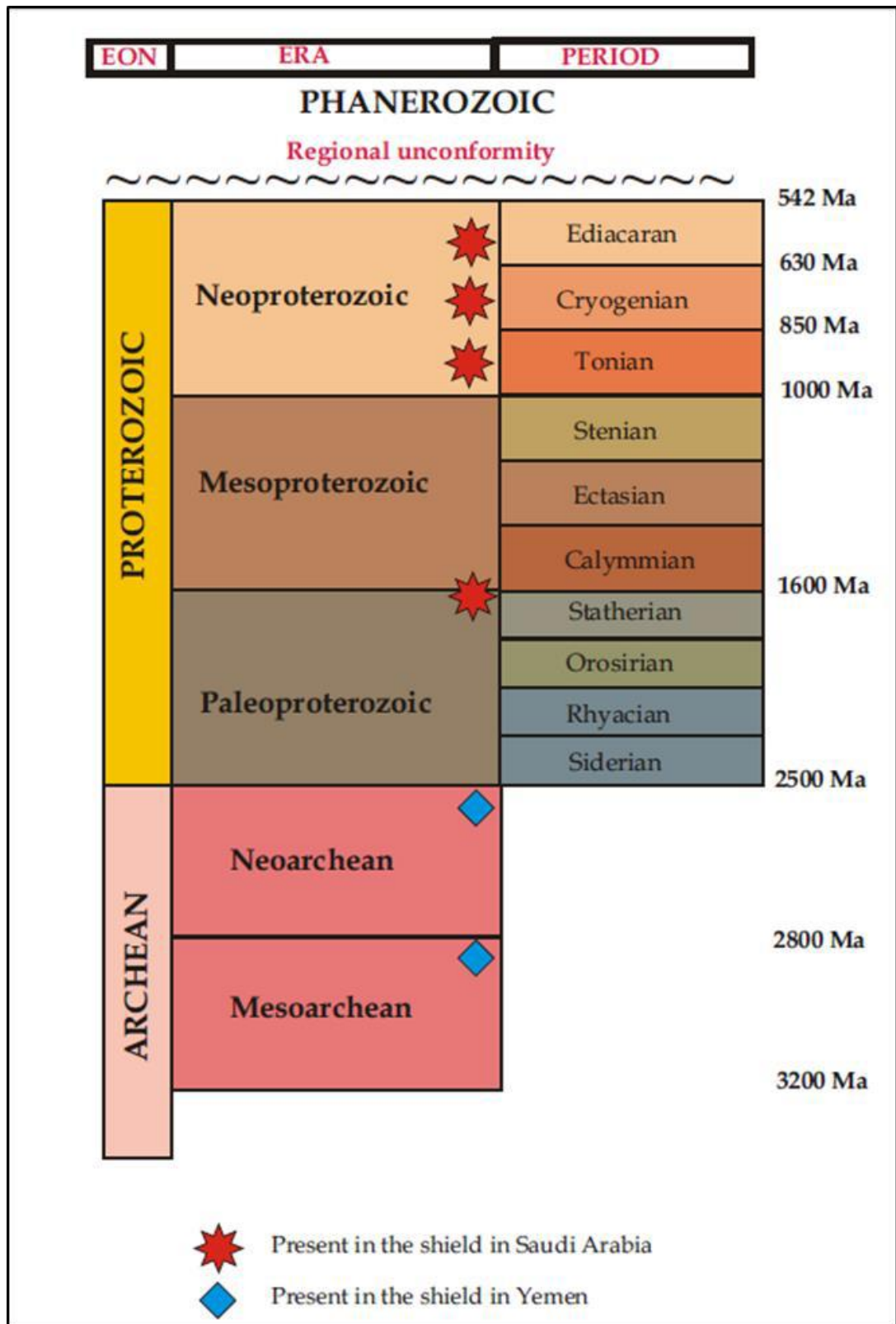


Рис. 2.3. Стратиграфія протерозою
(Gradstein et al., 2004; Johnson, SGS-TR-2006-4).

Тектонічно щит поділено на вісім тектоногеологічних теранів, відокремлених зонами інтенсивної деформації (швами).

До острівно-дугових теранів належать Asir, Hijaz, Jeddah і Midyan; до змішаних океанічно-континентальних – Afif, Hail, Ad Dawadimi та Ar Rayn (рис. 2.4).

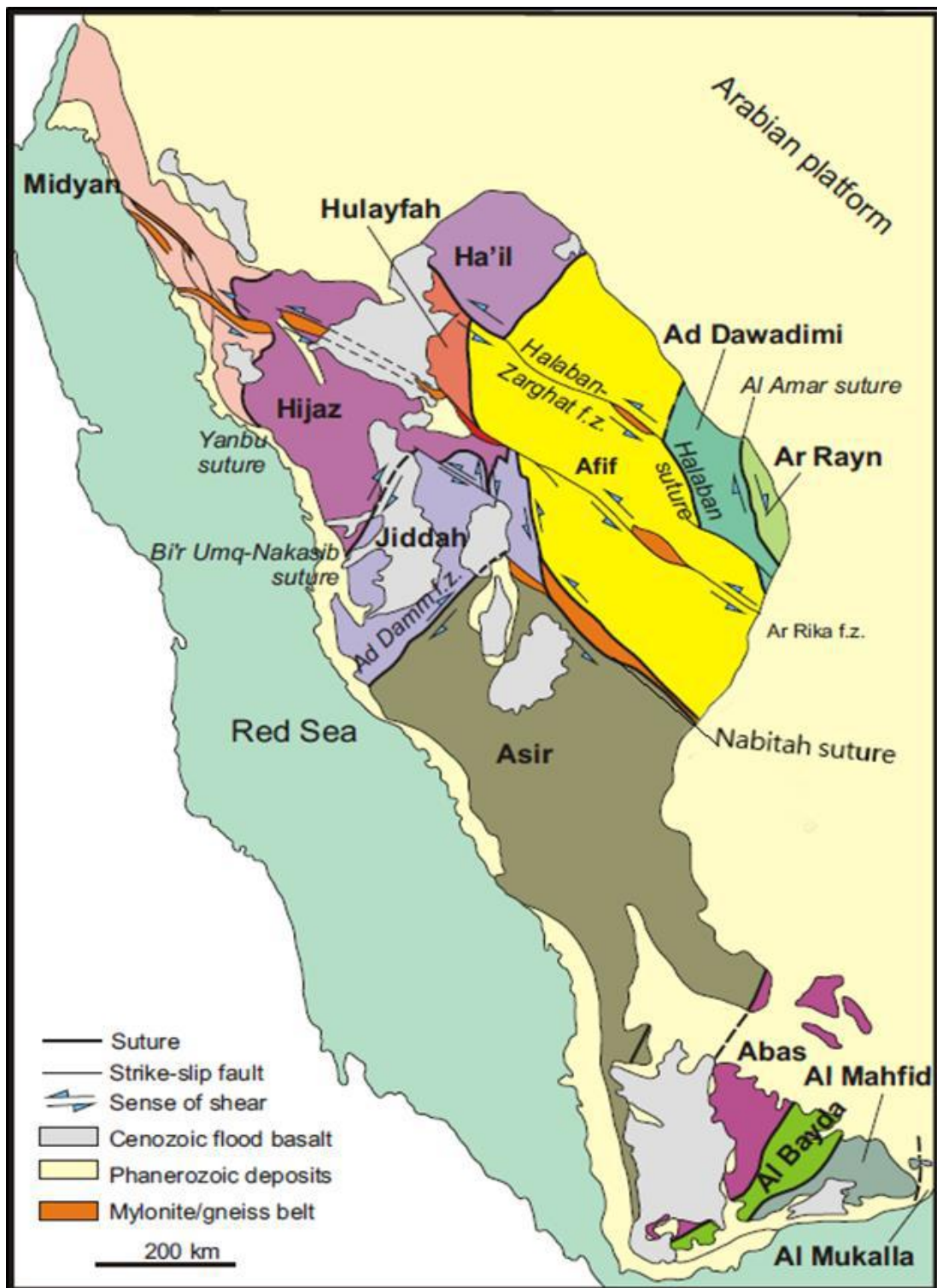


Рис. 2.4. Терани та тектонічні шви Аравійського щита
(Stoeser & Camp, 1985; Windley et al., 1996; Johnson & Woldehaimanot, 2003).

2.3. Розташування ділянки Wadi Al Khadra Ni–Cu

Ділянка Wadi Al Khadra площею орієнтовно 375 000 м² розташована в регіоні Аль-Баха, на південному заході Саудівської Аравії (20°09'10''N, 41°27'10''E). Район лежить на високому плато з середньою абсолютною відміткою 2130 м, характеризується розчленованим рельєфом, каньйонами та ерозійними уступами (рис. 2.5).

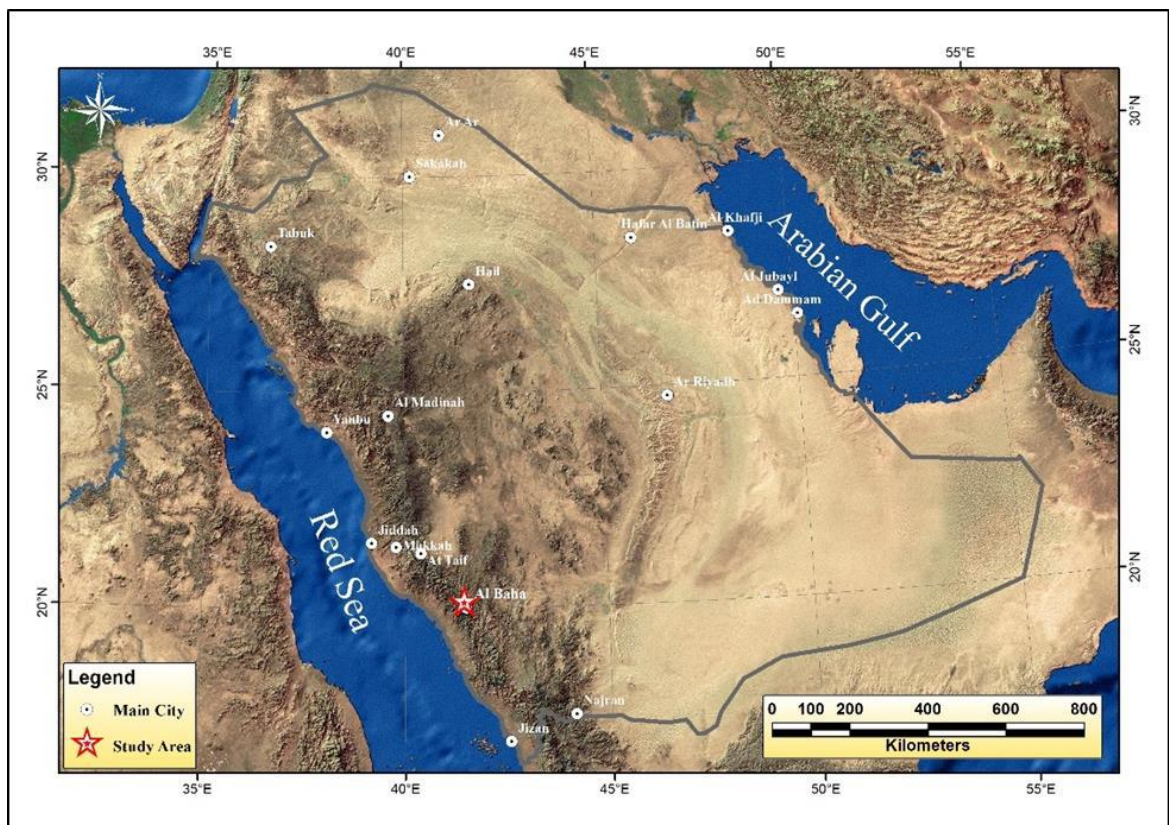


Рис. 2.5. Карта розташування ділянки досліджень.

2.4. Геологія ділянки Wadi Al Khadra

Регіонально ділянка Wadi Al Khadra розташована в межах квадранглу Jabal Ibrahim у південній частині Аравійського щита, геологічну будову якого складають п'ять основних стратиграфічних комплексів протерозойського віку: група Baish, група Bahah, формації Qirshah та Khutnah, а також група Ablah. За даними Carter і Johnson (1987), у межах району підстиляючі товщі представлені метавулканітами групи Baish (Bj) та формацією Jof, що формують послідовність вулканогенних, вулканокластичних і

підпорядкованих епікластичних порід, а також частково метаосадовими породами групи Bahah. Ці товщі порізані численними мафічними та фельзитовими силовими інтрузіями та дайками, орієнтованими переважно у субмеридіональному напрямку.

Для району характерна значна кількість пізніх кварцових жил, які тяжіють до азимутів 300° – 320° та приблизно 60° . Метаморфічні перетворення проявлені на регіональному рівні у вигляді зеленосланцевих фацій, тоді як локально у зонах деформації спостерігаються амфіболіт-серпентинітові фації. Вік усіх цих комплексів відноситься до пізнього протерозою (рис. 2.6).

Мінеральний склад рудопроявів представлений сульфідною та окисненою мінералізацією міді, вираженою халькопіритом, піритом, нікколітом та арсенопіритом. Рудні тіла залягають у мафічних породах різного складу у вигляді прожилків, гнізд, лінз та струн, орієнтованих уздовж фоліації або тріщинуватості. Головна зона зсуву простягається за азимутом 300° – 305° і має круте (85° – 90°) падіння на північний схід.

Група Bahah та формація Ras (br) складені дрібно- та середньозернистими еластичними й вулканокластичними відкладами, які чергуються з прошарками кременю, мармуру та локальних конгломератів. Усі ці товщі зазнали інтенсивного метаморфізму та деформацій до зеленосланцевих фацій і перекривають більш давні породи формації Jof.

На сході району трапляються осадові породи формації Rafa групи Ablah, які лежать незгідно на метаморфізованих вулканогенних товщах та діоритових інтрузіях. За Greenwood (1975a, 1975b), ця формація представлена переважно середньо- та крупнозернистими аркозами з потужними конгломератовими товщами біля підосви.

У тектонічному плані ділянка Wadi Al Khadra належить до Асирського терейну, який порушений численними субпаралельними та локальними розломами, пов'язаними з головною зоною Nabitah, розташованою на сході. Складні зсувні тектонічні структури розділяють інтрузії габро та товщі metavolcanics. Переважна орієнтація виходів порід – 330° .

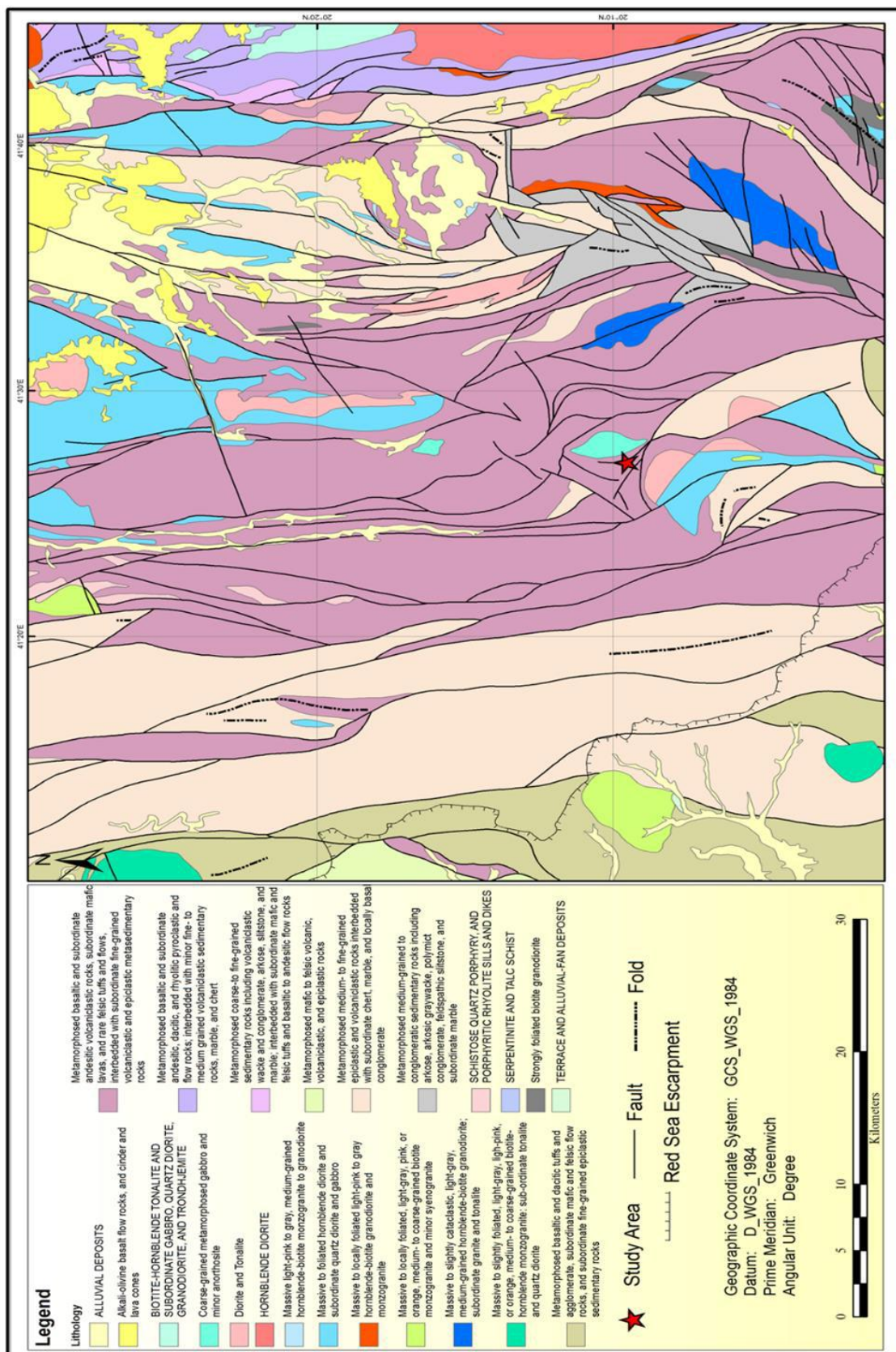


Рис. 2.6. Геологічна карта квадранглу Jabal Ibrahim.

Вулканічні породи представлені базальтами та лавовими потоками, які прорвані дайками мафічного та фельзитового складу. У межах ділянки фіксуються складчасті та розривні деформації, із системами зсувів на напрямках Пн-ПнЗ. Вторинна система тріщинуватості та розломів орієнтована у діапазонах 290° – 335° та 30° – 60° , що пов'язано з багатофазовою тектонічною активністю (рис. 2.7).

Мідно-нікелева мінералізація має сингенетичний характер і тяжіє до ультрамафітових та мафічних лавових потоків, мінливих за текстурою від масивних до агломератових. Породи зазнали метаморфізму від зеленосланцевих до амфіболітових і серпентинітових фацій.

2.4.1 Літолого-стратиграфічні та петрографічні підрозділи

У межах району виділяють декілька основних геологічних одиниць.

Габрова інтрузія

Габрові тіла простежуються вздовж східної та північно-західної частин витягнутого у напрямку північ–південь мафічного масиву розмірами приблизно 2×2 км. Текsturні особливості вказують на первісний габровий склад, який у подальшому метаморфізувався до зеленосланцевих фацій, місцями – до анортозитів (Greenwood, 1975a). Пізні інтрузії представлені мафічними та фельзитовими дайками, долеритами та габро різного ступеня кристалічності (SGS, 2009). Деформаційні структури – тріщини, складки та зони зсуву – відповідають регіональній напруженості.

Амфіболітова метаморфічна товща

Амфіболіти утворені за рахунок метаморфізму базальтових лав і габроїдних порід до амфіболітової фації. Уздовж зсувних зон на SE–NW спостерігається підвищена інтенсивність метаморфізму. На контактах габро та амфіболітів фіксується розвиток серпентинізації, яка зменшується на захід у бік зеленосланцевих фацій. Метаморфічні перетворення тривали від докембрійського часу до сучасності.

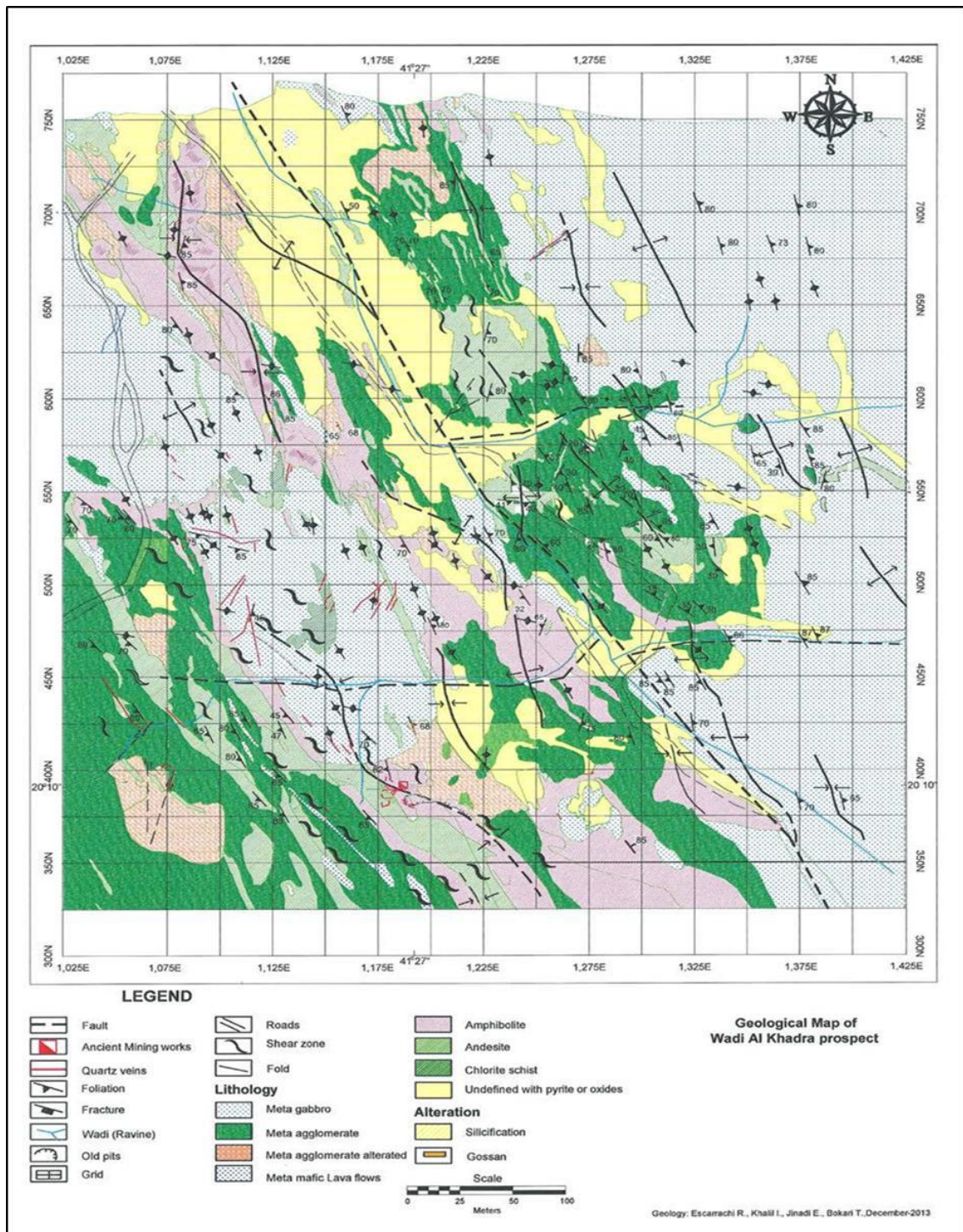


Рис. 2.7. Геологічна карта ділянки Wadi Al Khadra (SGS, 2013).

Вулканічна товща

Це найбільша за площею одиниця, охоплює майже половину території у північній та північно-західній частинах. Представлена мафічними metavolcanics, агломератами, метаосадовими породами, хлоритовими сланцями та туфами. Базальтові лави – тонкозернисті, з текстурами,

орієнтованими уздовж фоліації. Агломерати мають нерегулярні та обкатані кластичні фрагменти діаметром 3–15 см. Туфи варіюють від масивних до тонкошаруватих. Мінералізація Cu–Ni асоціює саме з цією товщею (SGS, 2009).

Метавулканічно-інтрузивні андезити

Найкраще вивчені за даними буріння. Незважаючи на інтенсивний метаморфізм, зберігаються первинні текстури. Порооди середньо- та тонкозернисті, містять серицитизований плагіоклаз, частково хлоритизовану амфіболу, кварц, біотит і карбонати. Локально спостерігається зона слабкої силікатизації потужністю 0,5–2 м.

Пізні фельзитові інтрузії та кварцові жили

Фельзитові дайки та жильні системи прорізають *metavolcanics* та габро, мають потужність 20–30 м і склад: апліт, дацит, дрібнозерниста гранітоїдна порода. У межах ділянки виявлено чотири системи кварцових жил, пов'язаних зі зсувними структурами. Хоча всі вони безрудні, деякі жили містять до 2–3% хлоритової, серицитової та епідотової складової. Кварц деформований, місцями зім'ятий та тріщинуватий.

2.5. Основні структурні тренди

Основні структурні тренди, що характеризують досліджувану ділянку, представлені такими напрямками:

2.5.1. Тренд Північний Захід – Південний Схід (Red Sea Trend)

Порівняння різних розеткових діаграм показало, що північно-західний тренд (Еритрейський або Аравійський тренд) є найбільш домінантним у межах досліджуваної території. Цей структурний напрям перетинає стабільний шельф найбільш виразно і становить його головну структурну особливість. Він сформувався в середньому третинному періоді та пов'язаний із напрямом і простяганням Червоного моря й затоки Суеца, а також з низкою сучасних топографічних елементів.

Mesherf та ін. (1980) зазначали, що північно-західний тренд характеризується локальним зростанням магнітних значень уздовж узбережжя Червоного моря, які зменшуються зі збільшенням відстані від обох його берегів. Автори не надали однозначного пояснення цього явища. Згодом Mesherf (1990) підкреслив, що східна частина Саудівської Аравії демонструє серію сильних позитивних магнітних аномалій північно-західного простягання, що спричинено дією північного компресійного зусилля на породи західної частини Аравійського півострова. У свою чергу, Neev (1975) припускав, що тензійні структури NW-орієнтації в регіоні Червоного моря формувалися одночасно з формуванням складчастих NE-орієнтованих систем, пов'язаних із розширенням центральної плити, яка простягається паралельно до лінії Пелусій.

2.5.2. Тренд Північний Схід – Південний Захід (Aqaba Trend)

Тренд NE–SW є першим значним структурним напрямом, який чітко проявляється на картах магнітних аномалій. Аналіз розеткових діаграм спостережених та залишкових магнітних аномалій показує, що цей тренд має подібні азимутальні характеристики та інтенсивність. Попри те, що на деяких картах NE-орієнтований тренд виглядає менш вираженим, це свідчить про його давніше формування порівняно з NW-орієнтованими структурами.

Said (1962) називає цей тренд Авалітичним та пов'язує його з рифтовими процесами затоки Акаба. Науковець також зазначає, що на території стабільного шельфу він менш помітний, однак саме цей тренд контролює розвиток численних складчастих структур у центральній частині Єгипту. Відповідно до Neev (1975), рифт Йордан–Мертве море–Акаба функціонує як зсувний синстральний розлом із олігоцену, а з пізнього пліоцену додатково сформував грабенову структуру.

2.6. Дані свердловин Wadi Al Khadra

Геологічною службою Саудівської Аравії (SGS) було пробурено чотири свердловини середньою глибиною **227,33 м** та загальною глибиною **905,95 м**.

Азимути буріння становили **200°–275°**, а кути нахилу – **55°–65°**. Свердловини закладено поблизу головного окисненого виходу в межах великої південно-східної аномалії досліджуваної території (рис. 2.8). Відібрані зразки порід було хімічно проаналізовано.

За результатами лабораторних досліджень встановлено, що мінералізація проявляється у вигляді **слабко виражених прожилків** уздовж нашарувань та/або фоліації. Найбільш інтенсивна мінералізація спостерігається у **південно-східній частині району буріння**, де вона простягається вздовж зони зсуву/розлому з азимутом **305°**. Потужність мінералізованої зони становить **0,8–1,5 м**, при цьому вона занурюється на **85° у напрямку на північ**, майже вертикально щодо поверхні.

Водночас зв'язок цієї структури з локальною зоною зсуву є непевним, оскільки в межах району присутня жила білого кварцу потужністю **0,8–1,0 м**, орієнтована під азимутом **240°**, яка перетинає амфіболітові товщі та ускладнює інтерпретацію взаємодії структур.

Свердловина KAD-1

Аналіз керна із KAD-1 показав, що свердловина перетнула мінералізовану зону у верхній частині розрізу – **від 0,0 м до 26,5 м**. Результати випробувань приповерхневих проб дали концентрації:

- **Cu: 0,10–1,65 %**,
- **Ni: 0,16–0,39 %**.

Ці проби були відібрані найближче до лінії поверхневого відбору зразків і частково виходили за її межі. Середній вміст металічних компонентів по інтервалу **26,5 м** становить:

- **Cu – 0,39 %**,
- **Ni – 0,27 %**.

(рис. 2.9а).

Свердловина KAD-2

Свердловина KAD-2 не досягла глибини KAD-1, проте мінералізація була встановлена на інтервалі:

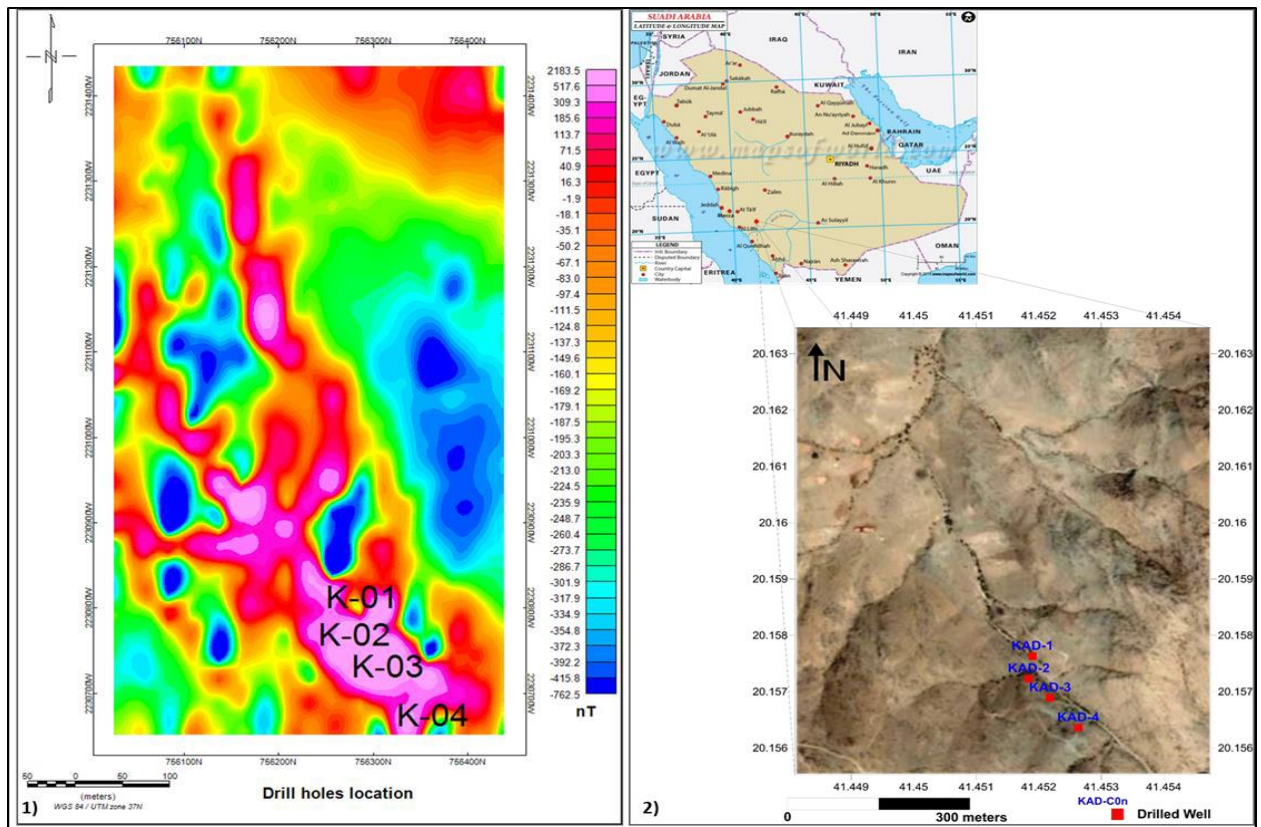


Рис. 2.8. 1 – розташування свердловин на RTP-карті;

2 – супутникова карта ділянки.

- 91,63–102,57 м (потужність 10,94 м).

У цьому інтервалі визначено такі концентрації:

- Cu – 0,406 %,
- Ni – 0,14 %.

(рис. 2.9b).

Свердловина KAD-3

У свердловині KAD-3 встановлено зону мінералізації потужністю 21,29–26,55 м, тобто 5,55 м мінералізованих порід. Середній вміст компонентів:

- Cu – 0,33 %,
- Ni – 0,32 %.

(рис. 2.9c).

Свердловина KAD-4

Свердловина KAD-4 є однією з найважливіших, оскільки показала найбільші концентрації мінералізації та перетнула мінералізовану зону

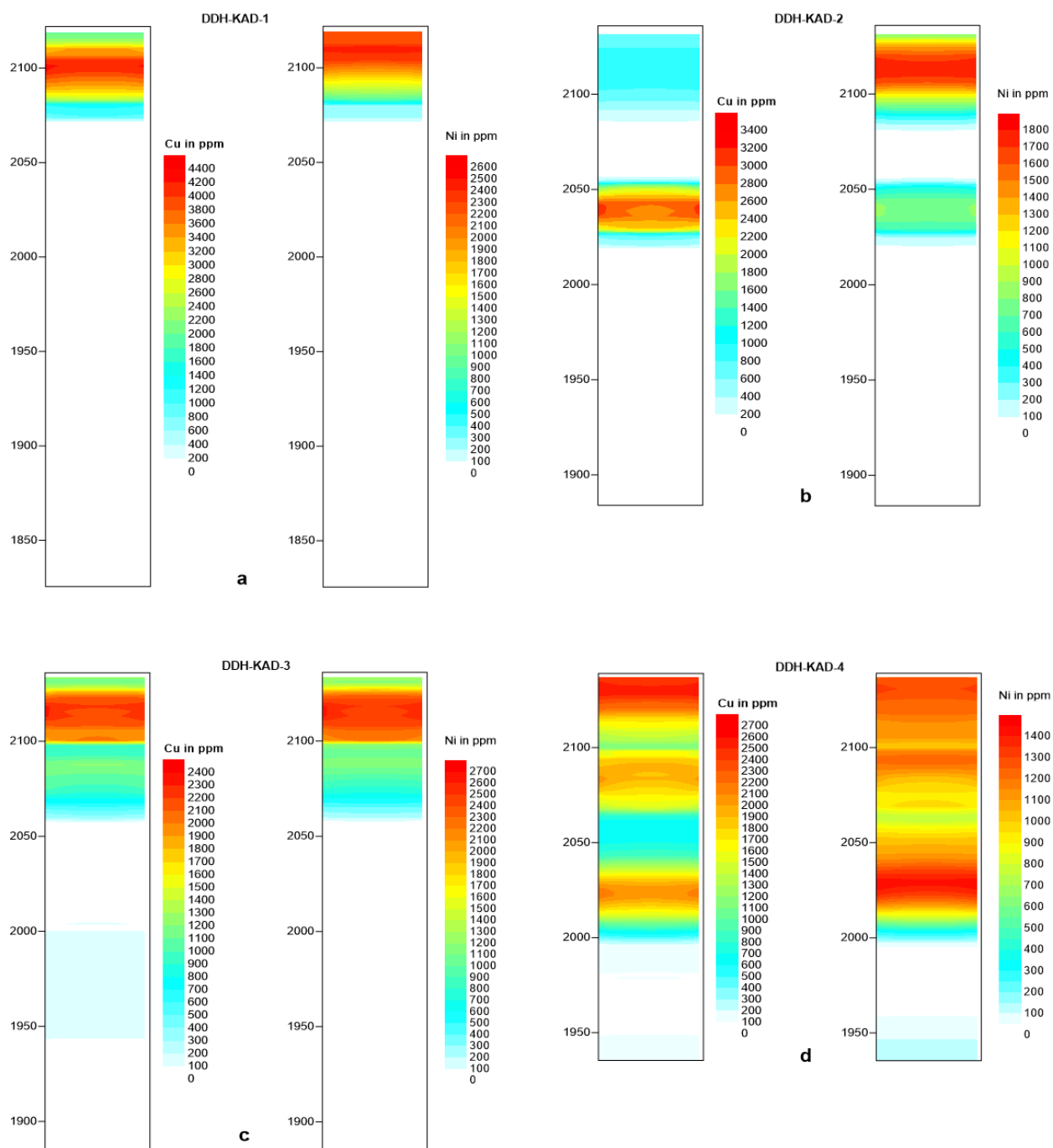


Рис. 2.9. Розподіл концентрацій Cu та Ni у свердловинах.

потужністю приблизно **25 м**. Вона належить до ключових експлуатаційних оцінювальних точок у південно-західній частині ділянки.

Результати випробувань приповерхневих проб:

- **Cu – 0,81–1,67 %**,
- **Ni – 0,21–0,68 %**.

(рис. 2.9d).

На основі цих даних виділено два основні центри концентрації Cu–Ni-мінералізації:

1. **Південна частина ділянки** – більш локалізована зона.
2. **Центральна частина ділянки** – протяжна аномалія, ймовірно пов'язана з контактною зоною.

Ця центральна аномалія частково накладається на інші мінералізовані ділянки й супроводжується аномаліями срібла та тонкими простяганнями мінералізованих тіл на північний захід.

У південному секторі аномалії зміщені на **50–75 м** відносно геохімічних ореолів Cu та Ni, що свідчить про складну структуру рудоконтролю.

Розділ 3. ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

3.1. Вступ до геофізичних методів у мінеральній розвідці

Геофізична розвідка є галуззю прикладної геофізики, яка вимірює фізичні властивості порід і мінералів. Геофізичні методи поділяють на дві групи: пасивні та активні. Пасивні методи вимірюють зміни природних полів, тоді як активні методи оцінюють реакцію землі на тимчасові штучні поля. Наприклад, гравіметричний метод вимірює зміни природного гравітаційного поля Землі, тоді як метод електромагнітного зондування в часовому домені (TDEM) вимірює реакцію землі на випромінювання штучного електромагнітного поля. У випадку мінеральної розвідки геофізичні методи застосовуються для геологічного картування, визначення розмірів мінералізації, а також для оцінки та оконтурення рудних тіл (Dentith & Mudge, 2014).

3.2. Метод самопотенціалу

Метод самопотенціалу (SP) є пасивним електричним методом, який вимірює природну різницю потенціалів між двома точками на поверхні землі. Метод SP є неінвазивним, швидким, відносно недорогим і потребує лише кількох вольтметрів та неполяризованих електродів (Nyquist & Corry, 2002). Фізичною величиною цього методу є електропровідність. Виміряна різниця потенціалів може коливатись від менше одного мілівольта (мВ) до понад одного вольта. Знак потенціалу (позитивний або негативний) має діагностичне значення при інтерпретації аномалій SP. Аномалії SP генеруються кількома природними джерелами (табл. 4.1). Метод SP широко використовується у розвідці рудних і базових металів для виявлення масивних рудних тіл, металевих сульфідів і магнетиту. Крім того, метод застосовується у дослідженнях підземних вод, геотермальних ресурсів та екологічних проблемах (Essa & Munschy, 2019).

Таблиця 3.1. Типи аномалій SP та їх геологічні джерела (Reynolds, 1995).

Source	Type of anomaly
Mineral potentials	
- Sulphide ore bodies (pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, sphalerite, galena) - Graphite ore bodies - Magnetite + other electronically conducting minerals - Coal - Manganese	 Negative * hundreds of mV
- Quartz veins - Pegmatites	 Positive * tens of mV
Background potentials	
- Fluid streaming, geochemical reactions, etc.	 Positive + / - negative ≤ 100 mV
- Bioelectric (plants, trees)	 Negative, ≤ 300 mV or so
- Groundwater movement	 Positive or negative, up to hundreds of mV
- Topography	 Negative, up to 2 V

3.2.1. Виникнення SP і електричних потенціалів

У мінеральній розвідці природний потенціал землі вважається сумою двох компонентів: потенціалу мінералізації (або електролітичного контактного потенціалу) та фонового потенціалу. (Зауваження: електрокінетичний, рідинний контактний та потенціал Нернста вважаються незначними). Потенціал мінералізації залишається практично постійним через електрохімічні процеси, пов'язані з мінералізацією. Фоновий потенціал змінний у часі та виникає через тимчасові варіації природних підземних струмів, наприклад, під час електричних буревіїв.

3.2.2. Механізм самопотенціалу

Існує чотири основні механізми, що генерують потенціали SP у підземних умовах:

1. Електрокінетичний потенціал (потіковий потенціал):

Виникає через рух електролітів у капілярних або пористих середовищах з різними електричними властивостями, що створює потенціали вздовж шляху

потіку. Потенціали також називають електрофільтраційними, електромеханічними або потікоподібними:

$$E_k = \frac{\varepsilon \mu C_E \delta P}{4\pi \eta} \quad (1)$$

де ε, μ, η – діелектрична стала, опірність і динамічна в'язкість електроліту; δP – перепад тиску; C_E – коефіцієнт електрофільтраційного зв'язку.

2. Потенціал рідинного контакту (дифузійний потенціал):

Виникає через різницю рухливості аніонів і катіонів у розчинах з різною концентрацією:

$$E_d = \frac{RT(I_a - I_c)}{nF} \ln \frac{C_1}{C_2} \quad (2)$$

де I_a, I_c – рухливості аніонів (+) та катіонів (-); R – універсальна газова стала; T – абсолютна температура; n – валентність іонів; F – стала Фарадея; C_1, C_2 – концентрації розчину.

3. Потенціал Нернста (сланцевий потенціал):

Виникає між двома однаковими металевими електродами в однорідному розчині через різницю концентрацій на електродах:

$$E_d = \frac{RT}{nF} \ln \frac{C_1}{C_2} \quad (3)$$

де $I_a = I_c$ у формулі дифузійного потенціалу.

4. Потенціал мінералізації (електролітичний контактний потенціал):

Зв'язаний з масивними сульфідними рудними тілами (Reynolds, 1995). Великі негативні потенціали (сотні–тисячі мВ) часто спостерігаються поряд із дисемінованими та масивними сульфідами, графітом, магнетитом і марганцевою мінералізацією. Ці потенціали є основним сигналом при геофізичних обстеженнях SP.

Сато та Муні (1960) (рис. 4.1) пояснили електрохімічну взаємодію між мінералізацією та підземними водами. SP-аномалії виникають через природні окисно-відновні процеси в мінералізованих тілах, що перетинають рівень підземних вод. Іони у поровій рідині нижче рівня води окислюються, виділяючи електрони, які вертикально течуть до поверхні, де викликають відновлення електролітів.

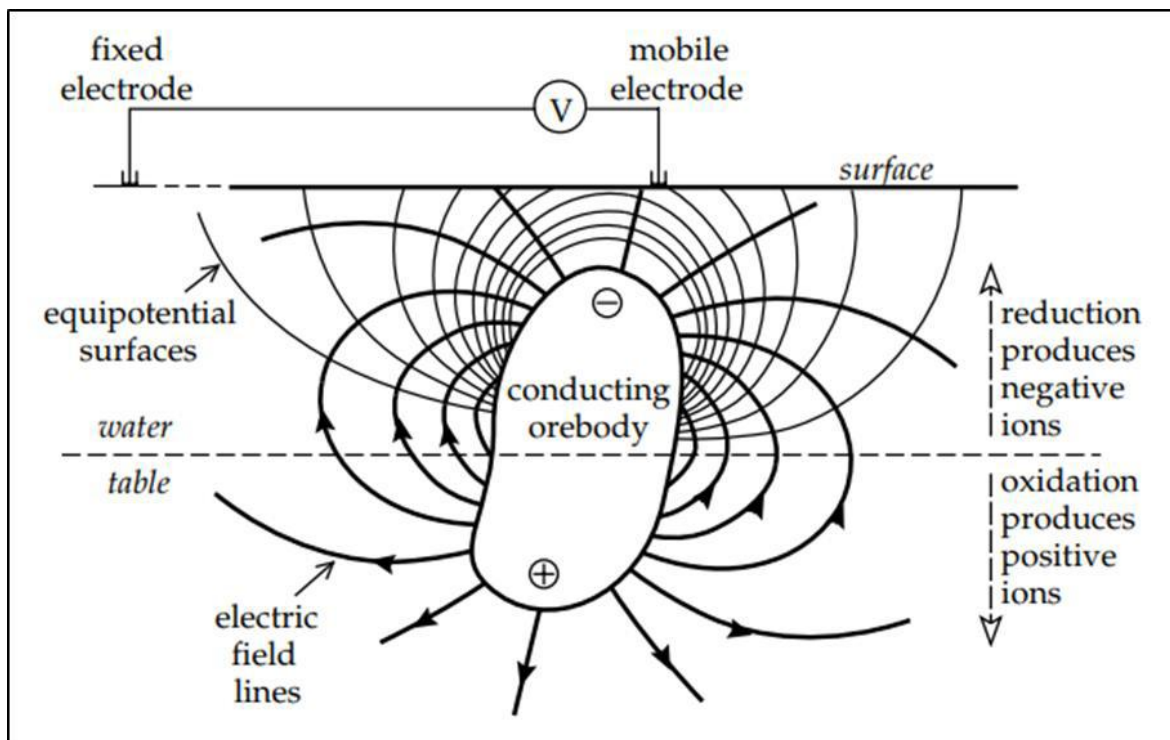


Рис.

3.1. Схематична модель виникнення SP-аномалії рудного тіла (LOWRIE, 2007).

3.3. Магнітний метод

Магнітний метод (MAG) є відносно недорогим і пасивним геофізичним методом, що вимірює просторові коливання магнітного поля Землі. Метод використовується для прямого виявлення різних типів рудних родовищ, визначення підземних геологічних структур (злами, складки, дайки, контакти), археологічних досліджень та псевдогеологічного картування. Просторові коливання магнітного поля виникають частково через зміну магнітної

сприйнятливості матеріалів та концентрації цих матеріалів (Dentith & Mudge, 2014; Mickus, 2014).

Залежно від оснащення, метод включає вимірювання відносного або абсолютного магнітного поля Землі як векторного або скалярного величини (Mabey et al., 1974). Інструмент, використаний у цьому дослідженні, вимірював відносну інтенсивність магнітного поля як скаляр.

Магнітний метод має більшу глибину проникнення порівняно з іншими геофізичними методами, такими як радар, високочастотна електромагнітна розвідка та резистивні методи постійного струму. Основним обмеженням є наявність ферромагнітних або феритних матеріалів, а також неоднозначність інтерпретації аномалій, що вимагає додаткових даних (Mickus, 2014).

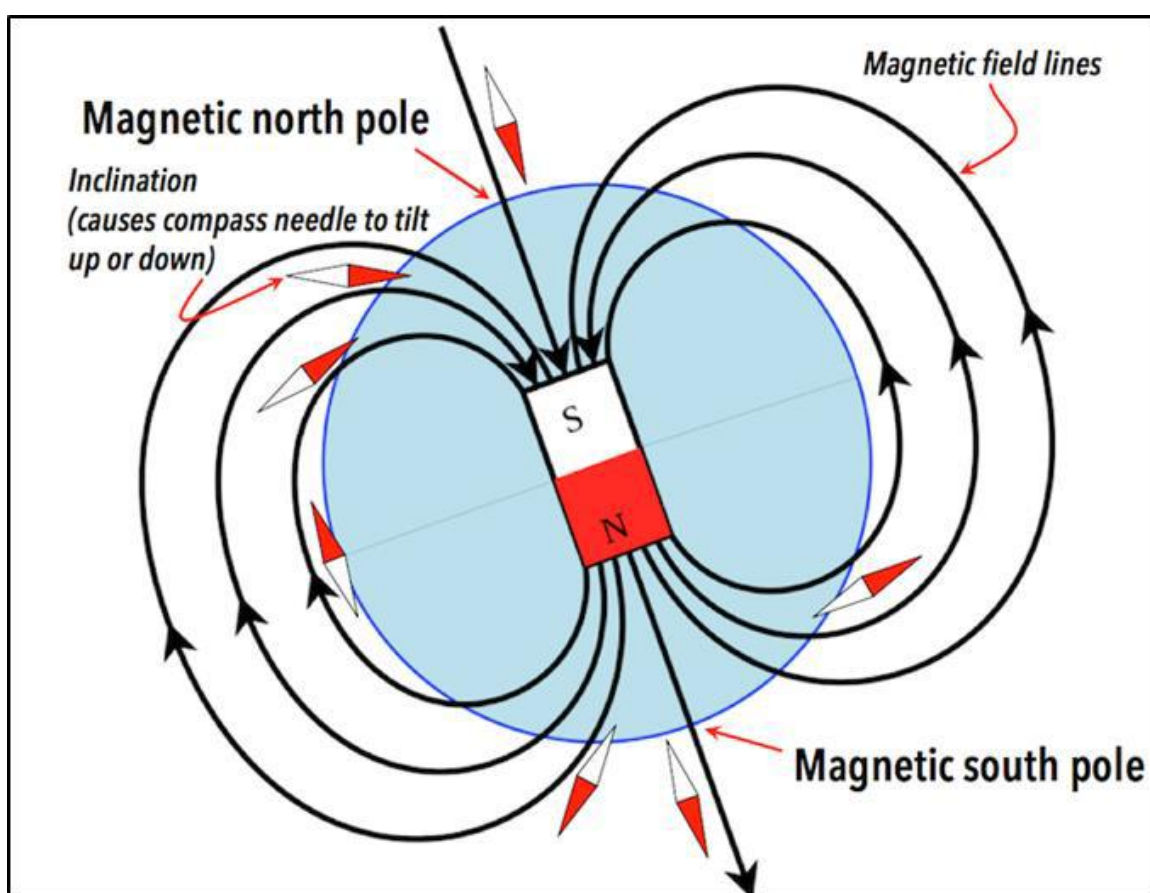


Рис. 3.2. Магнітне поле Землі, подане у вигляді поля стержневого магніту (Mickus, 2014).

3.3.1. Магнітне поле Землі

Магнітне поле Землі складається з трьох компонентів:

1. Основне поле ($>90\%$ від загального магнітного поля), спричинене конвекційними течіями в рідкому зовнішньому ядрі;
2. Зовнішнє поле ($\sim 10\%$), що змінюється швидко та випадково, викликане рухом заряджених частинок у магнітосфері;
3. Поле, що виникає від магнітно сприйнятливих матеріалів у земній корі.

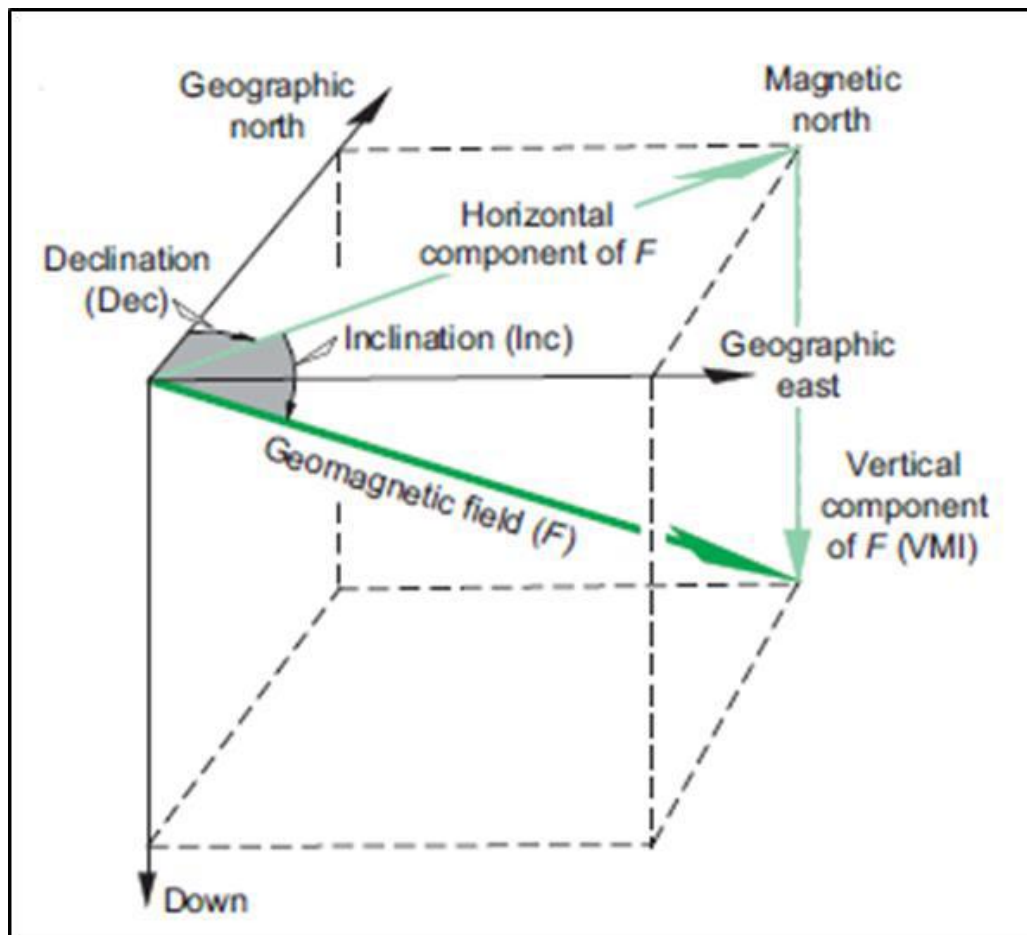


Рис. 3.3. Схематичне зображення елементів геомагнітного поля (Dentith & Mudge, 2014).

3.3.2. Магнітна сприйнятливість

Магнітна сприйнятливість – це відношення намагніченості МММ до прикладеного магнітного поля ННН. Вона визначає здатність породи набувати

намагніченості в присутності магнітного поля. Магнітна індукція B визначається як:

$$B = \mu_0(1 + K)H \quad (4)$$

де μ_0 – магнітна проникність вакууму, K – магнітна сприйнятливість.

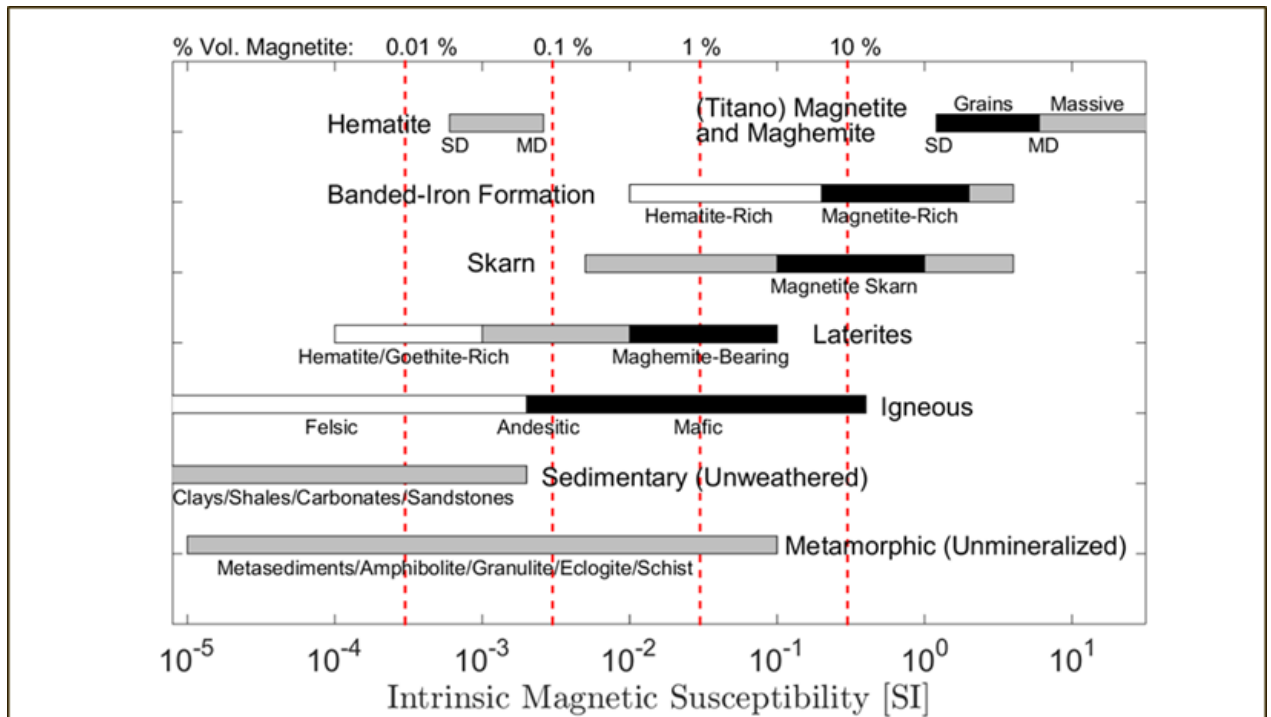


Рис. 3.4. Магнітна сприйнятливість поширених порід
(Clark & Emerson, 1991).

3.3.3. Типи магнітних матеріалів

1. Діамагнетики: не мають власних магнітних моментів ($\chi < 0$), наприклад Cu, Ag, Au;
2. Парамагнетики: моменти вирівняні у напрямку поля ($\chi > 0$), наприклад Li, Na, Ru, Pt;
3. Феромагнетики: моменти вирівняні паралельно навіть без зовнішнього поля, наприклад Ni, Fe;
4. Антиферомагнетики: сусідні спіни вирівняні протилежно, наприклад MnO, FeO, MnF₂;

5. Феримагнетики: подібні до антиферимагнетиків, але з частковою компенсацією моментів, що дає сумарну намагніченість.

Таблиця 3.2. Магнітна сприйнятливість різних порід та мінералів
(Telford et al., 2004).

Type	Susceptibility $\times 10^3$ (SI)	
	Range	Average
Rocks		
Schist	0.3 – 3	1.4
Granite	0 – 50	2.5
Rhyolite	0.2 – 35	
Porphyry	0.3 – 200	60
Gabbro	1 – 90	70
Basalts	0.2 – 175	70
Diorite	0.6 – 120	85
Andesite		160
Minerals		
Graphite		0.1
Chalcopyrite		0.4
Pyrite	0.05 – 5	1.5
Hematite	0.5 – 35	6.5
Pyrrhotite	1 – 6000	1500
Ilmenite	300 – 3500	1800
Magnetite	1200 – 19200	6000

Material	χ_m [cm ³ /g]	χ_v unitless	μ unitless	Type of magnetism
Bi	-1.34×10^{-6}	-13.13×10^{-6}	0.99983	Diamagnetic
Be	-1.0×10^{-6}	-1.85×10^{-6}	0.99998	
Ag	-0.192×10^{-6}	-2.016×10^{-6}	0.99997	
Au	-0.142×10^{-6}	-2.74×10^{-6}	0.99996	
Ge	-0.106×10^{-6}	-0.564×10^{-6}	0.99999	
Cu	-0.086×10^{-6}	-0.77×10^{-6}	0.99999	
Superconductors ^a		$\sim -8 \times 10^{-2}$		
Sn β	$+0.026 \times 10^{-6}$	$+0.19 \times 10^{-6}$	1	Paramagnetic
W	$+0.32 \times 10^{-6}$	$+6.18 \times 10^{-6}$	1.00008	
Al	$+0.61 \times 10^{-6}$	$+1.65 \times 10^{-6}$	1.00002	
Pt	$+0.983 \times 10^{-6}$	$+21.04 \times 10^{-6}$	1.00026	
Mn	$+8.9 \times 10^{-6}$	$+66.13 \times 10^{-6}$	1.00083	
Low carbon steel			5×10^3	Ferromagnetic
Fe-3% Si (grain oriented)			4×10^4	
Ni-Fe-Mo			10^6	

Рис. 3.5. Магнітні властивості деяких матеріалів.

3.4. Метод електромагнітного зондування в часовому домені (TDEM)

Метод TDEM є активним геофізичним методом, який дозволяє визначати і картувати підземні електропровідні структури, такі як рудні тіла. Електропровідність залежить від солоності підземних вод, насиченості, типу порід, пористості та проникності (McNeill, 1980; McNeill & Bosnar, 1986).

Метод заснований на використанні прямого струму (DC), що пропускається через петлю на поверхні (або повітряну), який створює стабільне магнітне поле. Після відключення струму магнітне поле швидко спадає, індукуючи вихрові струми, що фіксуються приймачем (рис. 4.7–4.9).

Основні етапи відповіді землі:

1. Ранній час: струми на поверхні провідника;
2. Середній час: дифузія вихрових струмів та зменшення магнітного поля;
3. Пізній час: відповідь лінійна на логарифмічному графіку, амплітуда зменшується.

Пізня відповідь дозволяє оцінити ефективний опір $\rho_a(t)$:

$$\rho_a(t) = \frac{K_2 M^{2/3}}{V(t)^{2/3} t^{5/3}} \quad (6)$$

де K_2 – константа, $M=I \cdot A$, t – час, $V(t)$ – напруга приймача.

Метод TDEM більш чутливий до малих варіацій електропровідності порівняно з традиційними резистивними вимірюваннями.

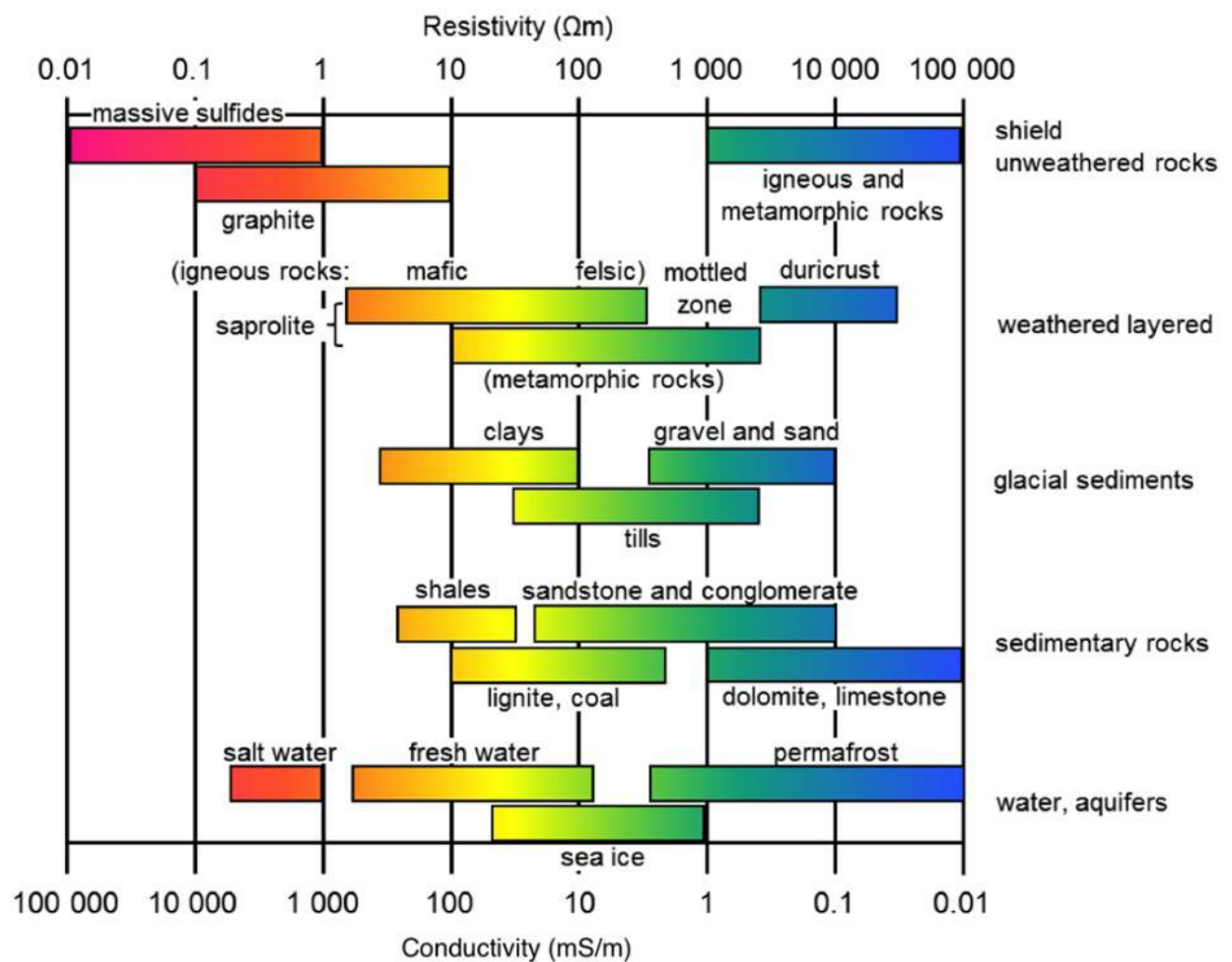


Рис. 3.6. Опірності та електропровідності основних груп порід (Palacky, 1987).

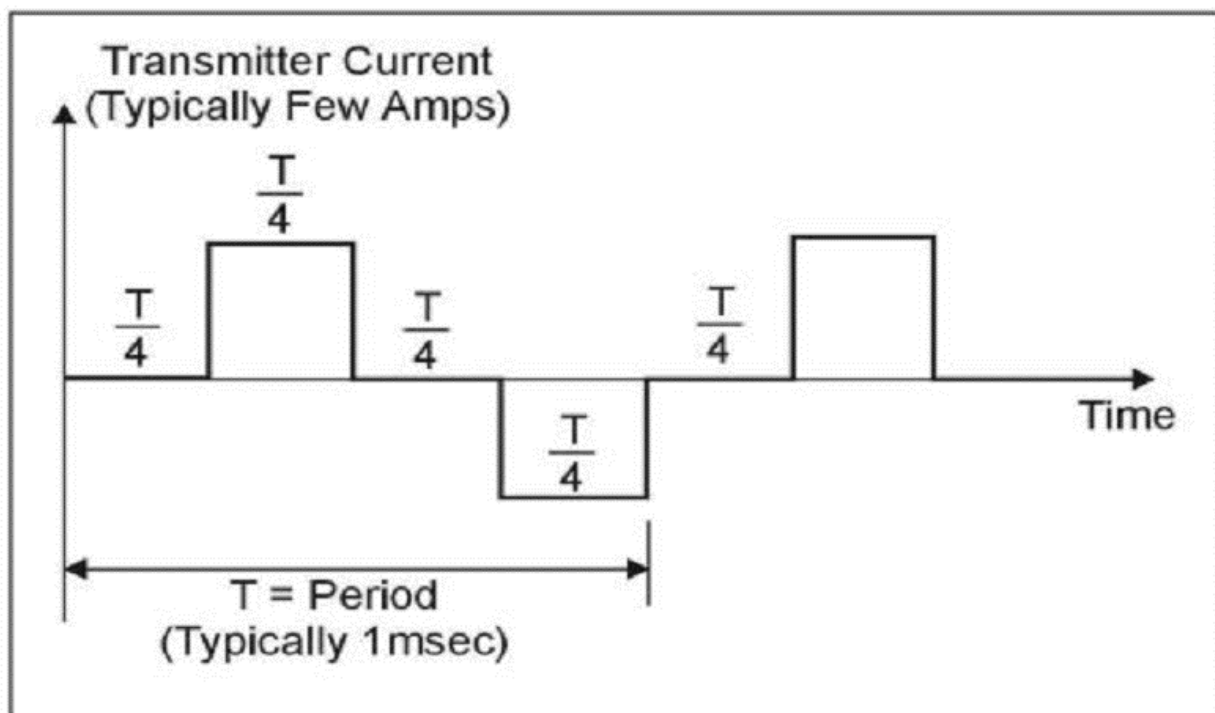


Рис. 3.7. Форма сигналу передавача в методі TEM (EPA, 2016).

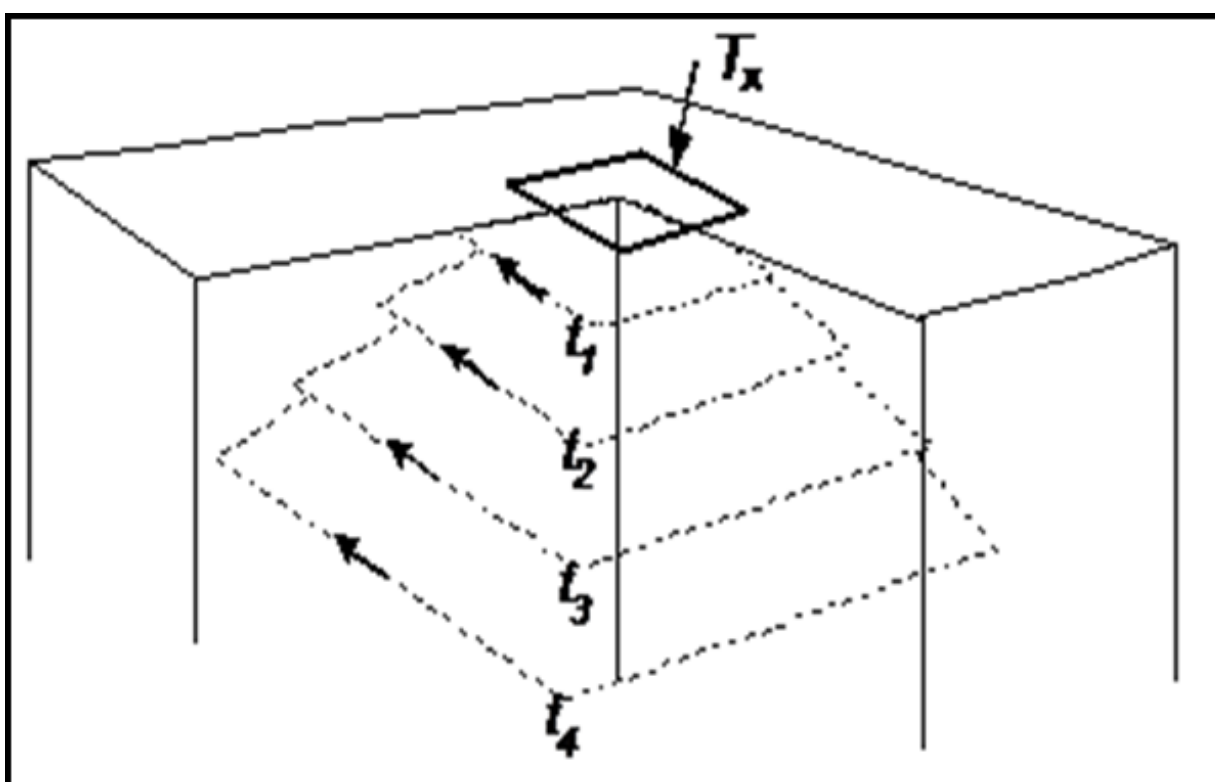


Рис. 3.8. Розподіл вихрових струмів після відключення передавача (EPA, 2016).

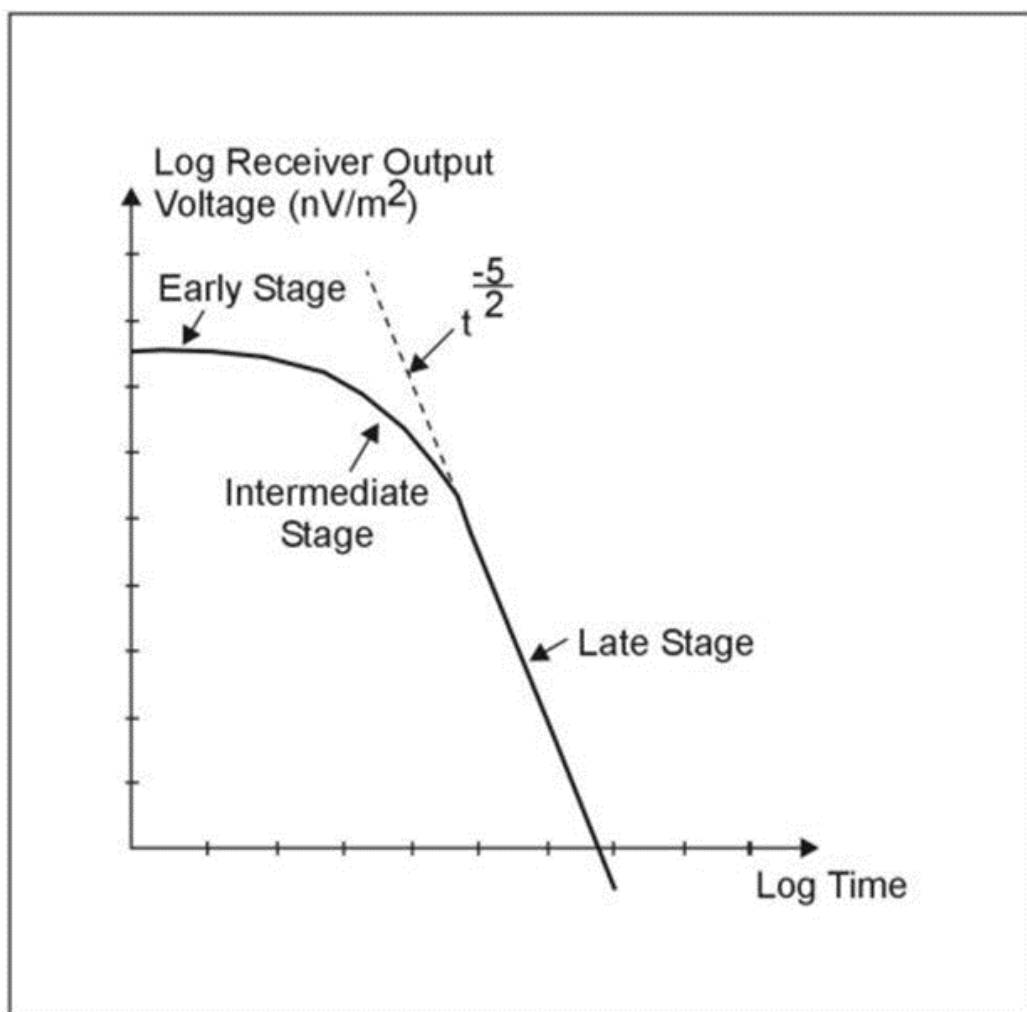


Рис. 3.9. Логарифмічний графік вихідної напруги приймача (ЕРА, 2016).

Розділ 4. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ВИКОНАННЯ РОБІТ (ПРОГРАМА ДОСЛІДЖЕННЯ)

4.1. Вступ до збору геофізичних даних

У цьому розділі описано польові роботи із збору та обробки трьох наборів геофізичних даних: самопотенціалу (SP), магнітних даних і часового електромагнітного зондування (TDEM). Дані були нещодавно отримані Саудівською геологічною службою (SGS) у районі Ваді Аль-Хадра для оцінки перспектив родовища Ni-Cu. Проведені дослідження, а також програмне забезпечення і кроки обробки даних описані в цьому розділі.

4.2. Збір даних методом самопотенціалу (SP)

Опитування SP охоплює площу приблизно 800×400 м. Дані SP збиралися з інтервалом 25 м вздовж 32 профілів довжиною 400 м. Було отримано загалом 544 точки (рис. 4.1). Для реєстрації підпису родовища Ваді Аль-Хадра використовувалися прилади ELREC Lite від французької компанії IRIS (рис. 4.2). Прилад ручний, має два канали та призначений для мінеральної розвідки.

Для збору даних SP застосовувався градієнтний метод. Цей метод використовує два рухомі електроди, розташовані через 25 м, і від кожного електрода до приладу йде електричний провід. Вимірюється різниця потенціалів між двома точками. Послідовно вимірюються потенціали між станціями 2 і 3, 3 і 4, 4 і 5 тощо. Прилад фіксує різницю потенціалів і зберігає дані в пам'яті.

4.3. Обробка даних SP

Перший етап обробки включає завантаження даних та обчислення різниці потенціалів між базовою станцією (станція 1) та усіма іншими станціями. Карта аномалій SP та значень була побудована за допомогою програмного забезпечення Oasis Montaj™ Geosoft версії 7.0. Дані профілів SP, у вигляді електрорезистивного зображення (ERT), оброблялися у ERT lab64, а кожна крива профілю (1 на трасу) була згенерована за допомогою Excel.

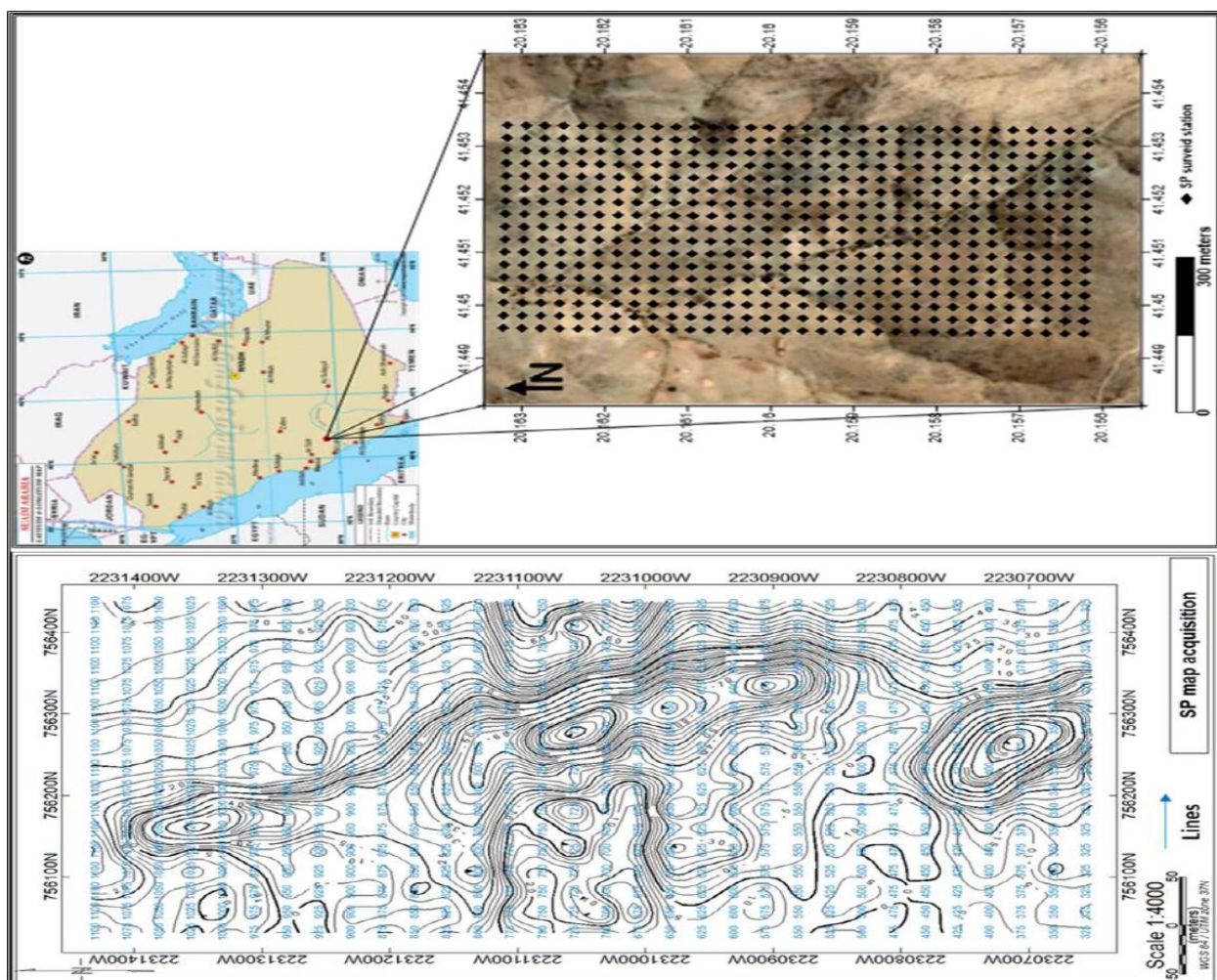


Рис. 4.1. Карта збору даних SP родовища Ваді Аль-Хадра.

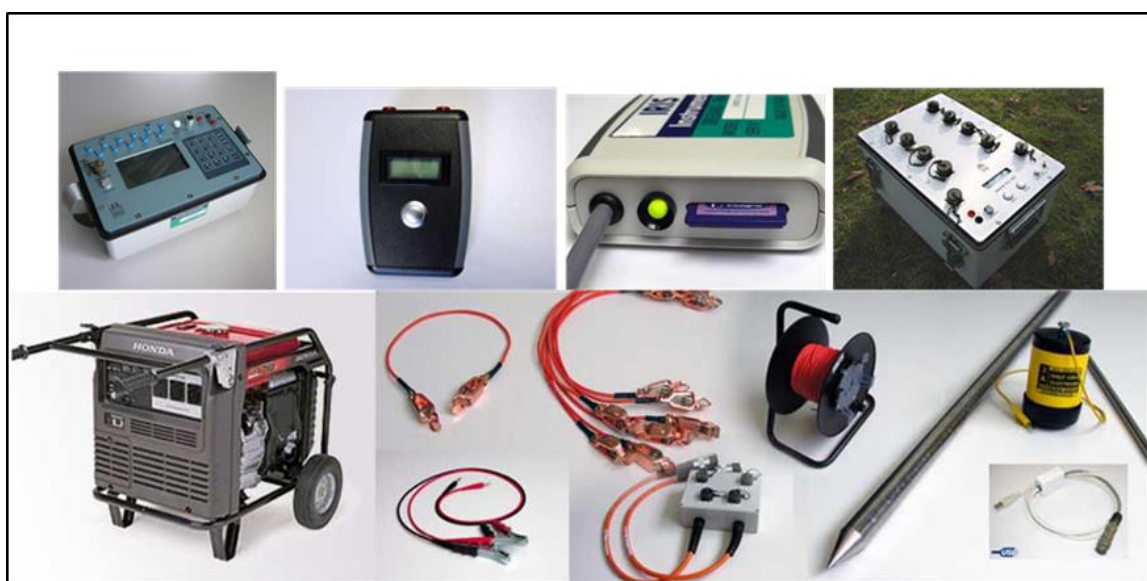


Рис. 4.2. Прилади Elrec Lite, використані для опитування SP, IRIS, Франція.

4.4. Збір магнітних даних

Полюве магнітне обстеження охоплює площу приблизно 800×400 м (рис. 4.3) і проводилось за допомогою портативного магнітометра Geometrics G858 на основі цезію (рис. 4.4), який вимірює величину магнітного поля Землі як скалярну величину. Магнітні дані збиралися з інтервалом 25 м вздовж тридцяти двох 400-метрових трас, розташованих через 25 м. Було записано 544 значення інтенсивності магнітного поля. Добові коливання магнітного поля контролювалися другим протонним магнітометром. Після корекції на добові коливання та дрейфи дані були сітчасто інтерпольовані з кроком 25 м.

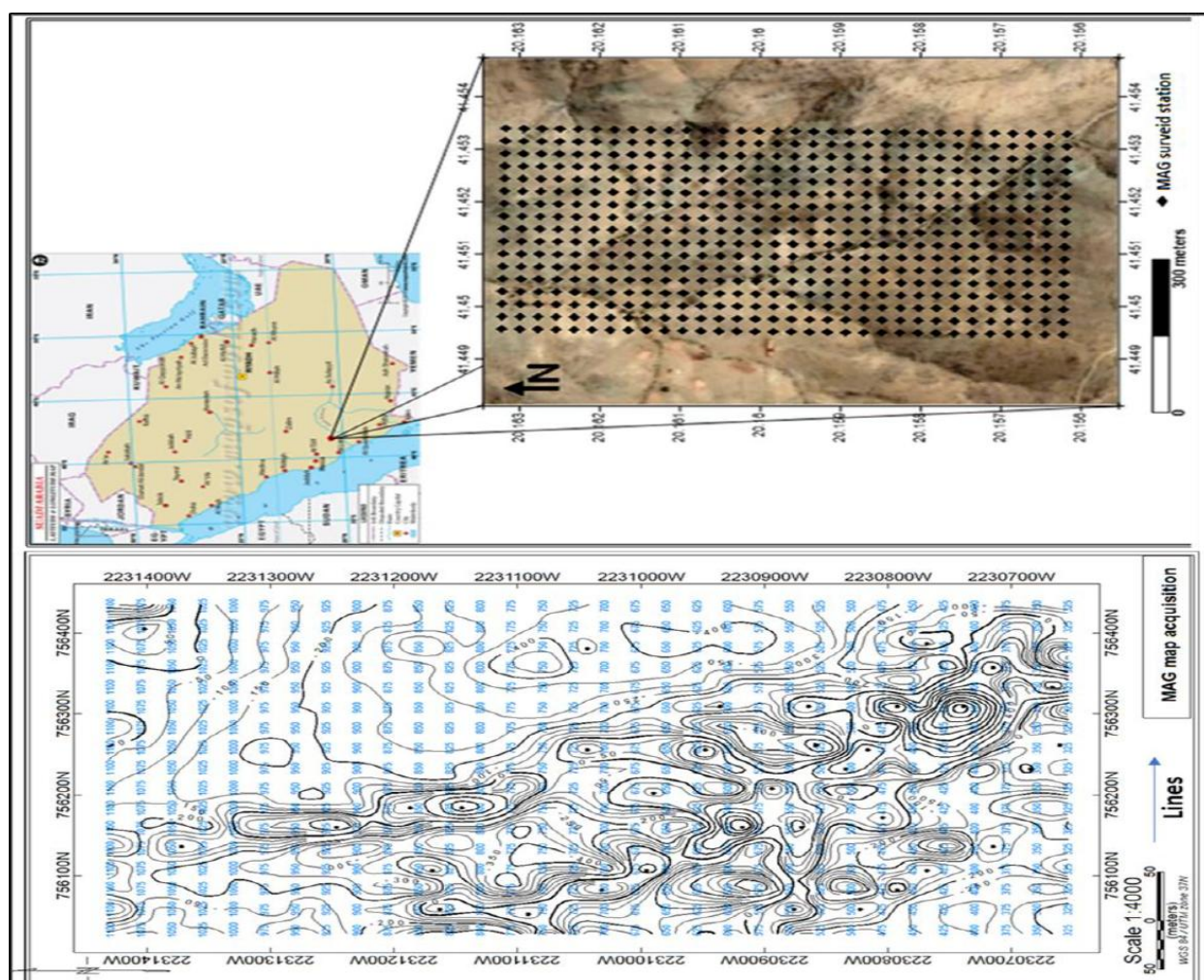


Рис. 4.3. Карта збору магнітних даних родовища Ваді Аль-Хадра.

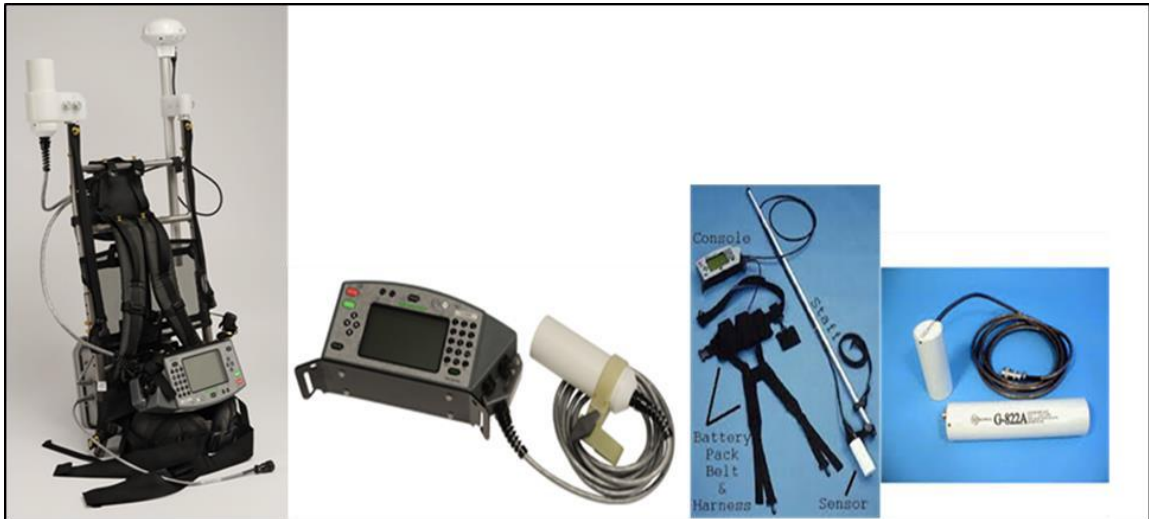


Рис. 4.4. Портативний цезієвий магнітометр G-858, Geometrics.

4.5. Обробка магнітних даних

Обробка магнітних даних виконувалася для кращого розуміння геології, підземної структури та тектонічного оточення району, зокрема головних тектонічних тенденцій, що впливають на розподіл металевих мінералів.

Перед обробкою дані завантажувалися в Magmap, який виконував корекцію на добові коливання та дрейф (рис. 4.5). Для обробки використовували програмне забезпечення Oasis Montaj™ Geosoft версії 7.0 та Golden Surfer. Методики обробки включали: різні види розділення та фільтрації, обчислення загальної магнітної інтенсивності, reduction to the pole (RTP), вертикальні похідні, upward continuation, tilt derivative, high-pass фільтри, спектральний аналіз, аналітичний сигнал, 3D Euler deconvolution та 2D магнітне моделювання.

4.5.1. Reduction to the Pole (RTP)

Фільтрація RTP застосовується для того, щоб дані виглядали так, ніби їх збирали на магнітному полюсі, де магнітне поле Землі вертикальне (Luo et al., 2010). Це спрощує інтерпретацію, центруючи аномалії над джерелами.

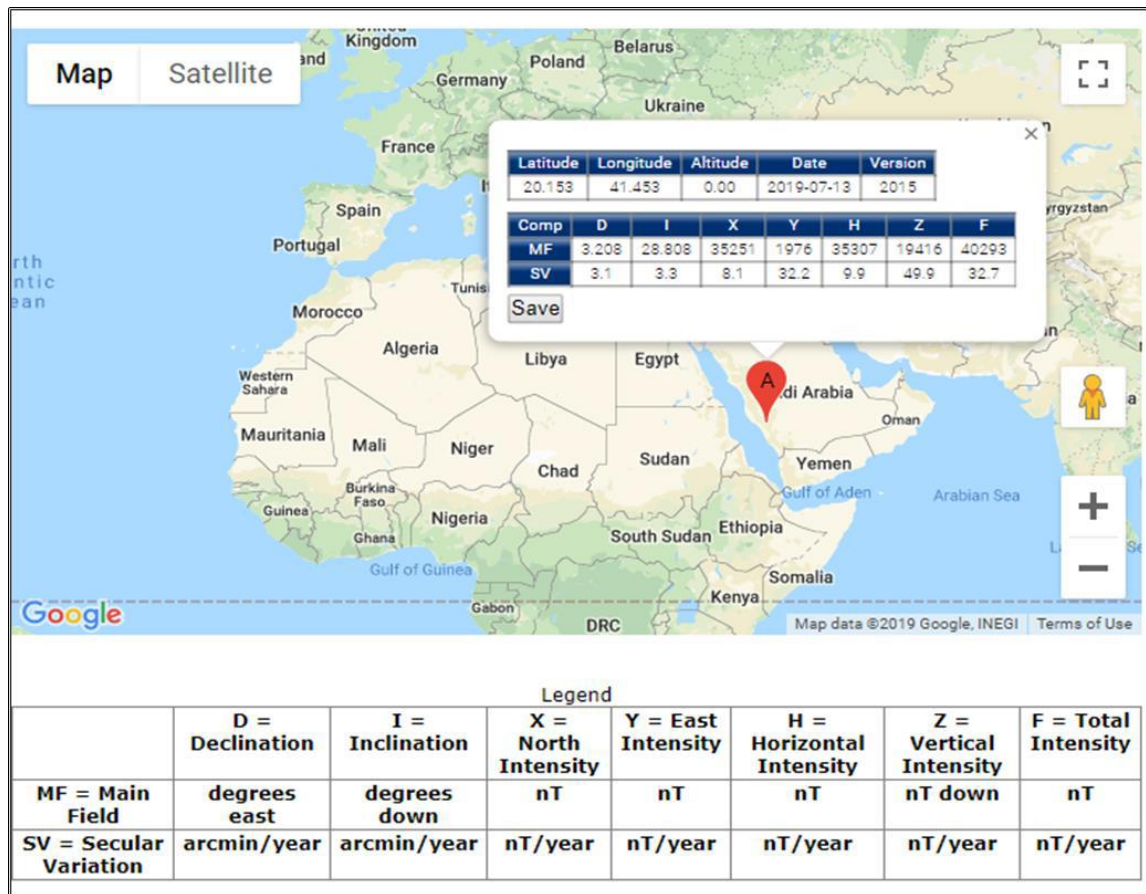


Рис. 4.5. Модель IGRF досліджуваної ділянки, geomag.bgs.ac.uk/data

$$L(\theta) = \frac{1}{\sin(I) + i \cos(I) \cos(D - \theta)} \quad (7)$$

де θ – напрямок хвильового числа, I – магнітний нахил, D – магнітне відхилення.

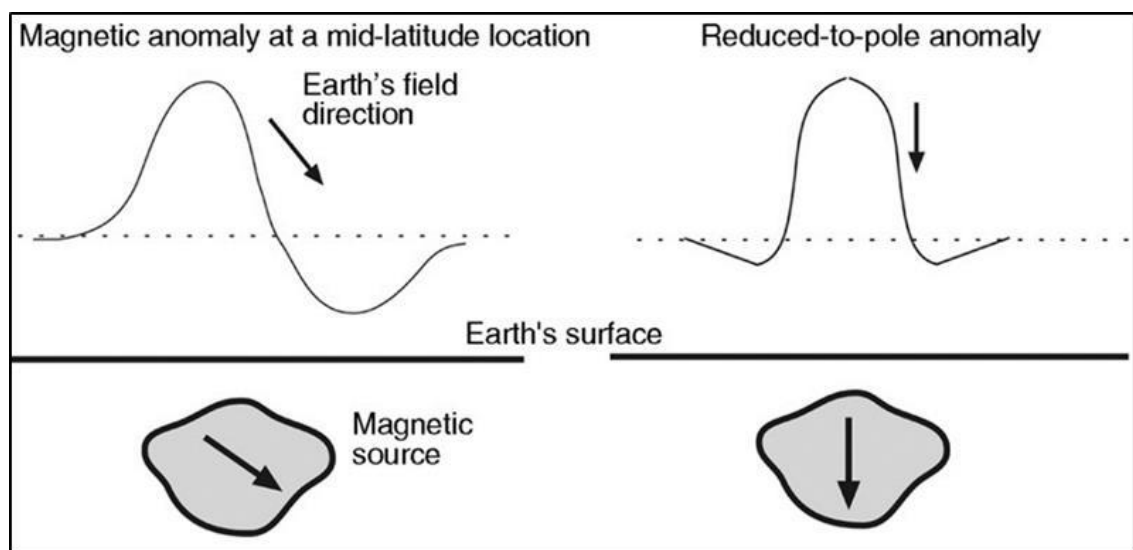


Рис. 4.6. Ефекти застосування RTP, Ravat (2007).

4.5.2. Перша вертикальна похідна

Використовується для розрізнення аномалій глибинних джерел від дрібних. Підсилює аномалії, створені близькими до поверхні об'єктами (Ravat, 1996).

4.5.3. Tilt Derivative

Метод tilt derivative дозволяє уточнити дрібні структури та приблизно визначити їх глибину (Miller & Singh, 1994; Verduzco et al., 2004).

$$TDR = \tan^{-1} \frac{VDR}{THDR} \quad (8)$$

де VDR – перша вертикальна похідна, THDR – горизонтальна похідна.

4.5.4. Upward Continuation

Метод upward continuation проектує спостережувані аномалії на більші або менші висоти, зменшуючи вплив локальних близьких до поверхні об'єктів (Yarger, 1985; Lidiak et al., 1985).

4.5.5. Аналітичний сигнал (AS)

AS визначається як квадратний корінь суми квадратів похідних по x , y і z . Використовується для визначення глибини та контурів джерел аномалій.

4.5.6. Регіональні та залишкові магнітні карти

Регіональні (low-pass) карти показують глибокі структури, залишкові (high-pass) – дрібні поверхневі аномалії.

4.5.7. 3-D Euler Deconvolution

Техніка для оцінки місця розташування та глибини джерел магнітних та гравітаційних аномалій. Використовує структурний індекс (SI), залежно від типу джерела (Whitehead, 2010). Для цієї роботи $SI = 0$, що відповідає контакту.

4.5.8. Радіально усереднений спектр потужності

Використовується для оцінки середньої глибини джерел магнітних аномалій за допомогою швидкого перетворення Фур'є (FFT) (Spector & Grant, 1970; Reeves, 2005).

4.5.9. 2D моделювання

Двовимірне моделювання дозволяє узгодити геофізичні параметри з потенційними даними, виконуючи пряме та обернене моделювання для уточнення підповерхневих структур.

4.6. Збір даних TDEM

TDEM опитування проводилося після магнітного та SP опитування для глибшого дослідження виявлених аномалій. Опитування проводилося вздовж 7 профілів (2268 станцій) із кроком 25 м (рис. 4.7). Використовувалася система Zonge Nano TEM з приймачем GDP-32 (рис. 4.8). Максимальна петля передавача – 20 м, приймальна – 5 м, що дозволяє досліджувати до 50 м глибини.

4.7. Обробка даних TDEM

Обробка та моделювання даних виконувалася за допомогою програмного забезпечення Zond EM 2D. Кожен набір даних дозволяв отримати геоелектричні параметри підповерхневого розрізу, що демонстрували змінність електричного опору як по вертикалі, так і вздовж профілів.

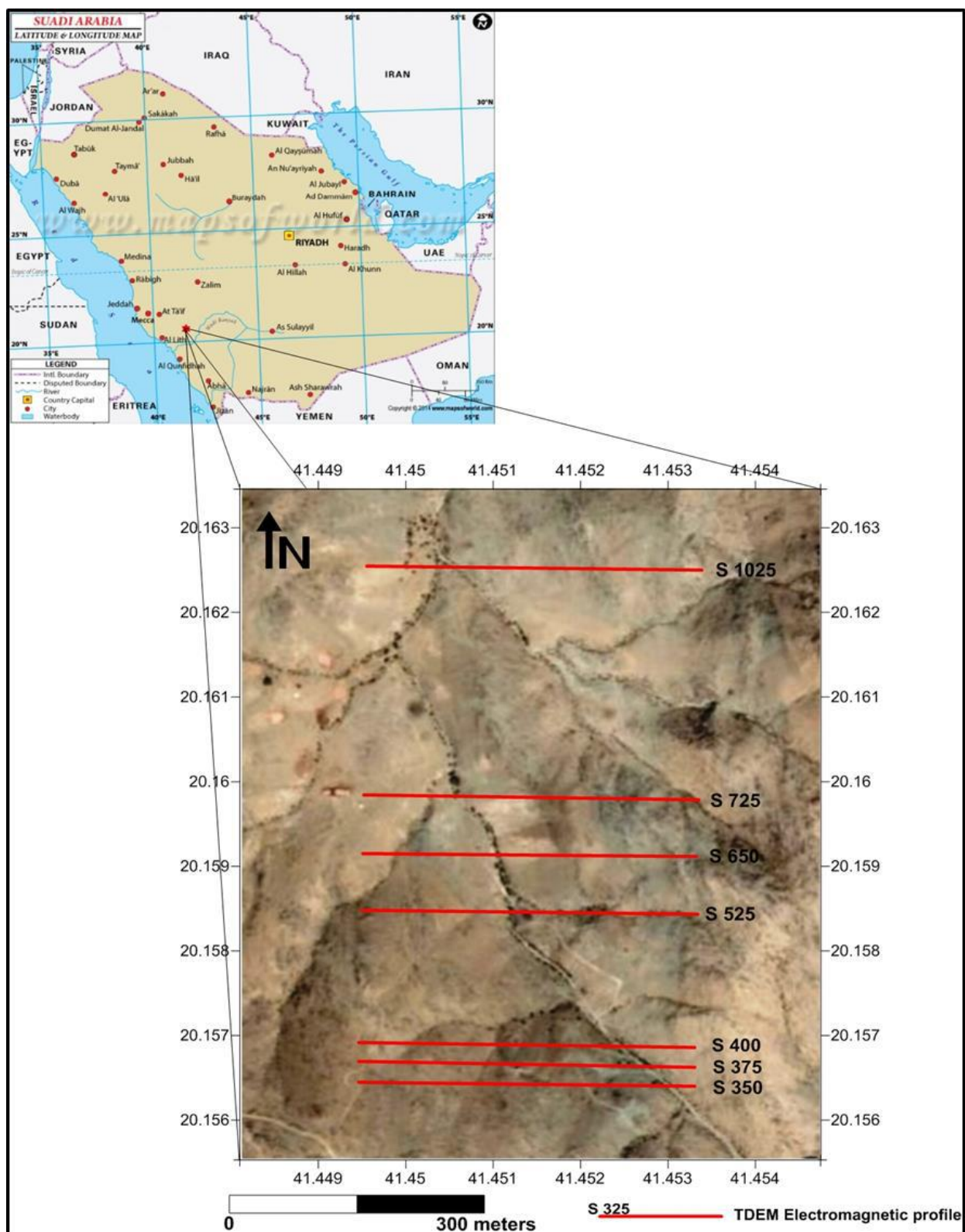


Рис. 4.7. Карта збору TDEM даних родовища Ваді Аль-Хадра.



Рис. 4.8. Приймач GDP-32 для TDEM, Zonge.

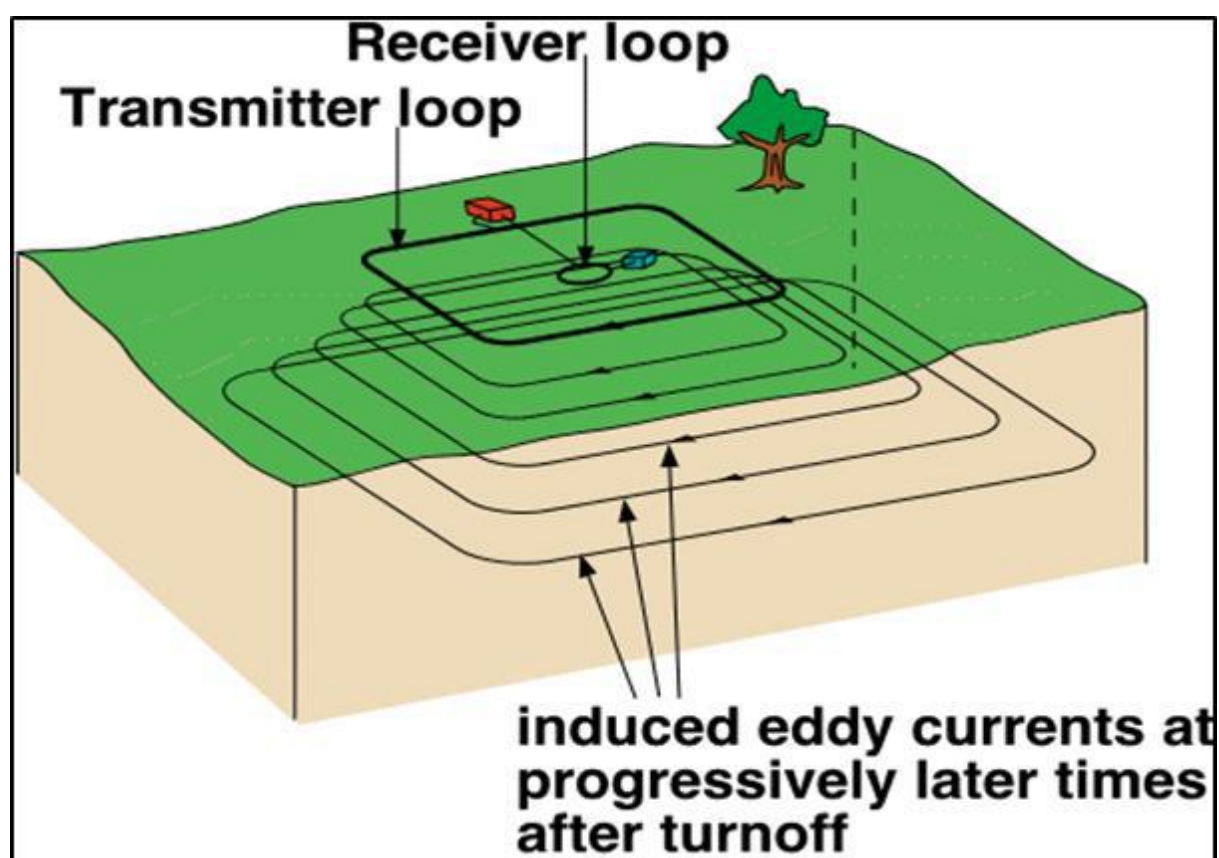


Рис. 4.9. Схема TDEM опитування, Zonge International.

Розділ 5. РЕЗУЛЬТАТИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ЇХ ІНТЕРПРЕТАЦІЯ

5.1. Результати самопотенціалу

5.1.1. Картування самопотенціалу

Інтерпретація даних SP показала, що значення варіюються від +109,7 мВ до -189 мВ. Виявлено відносно високі негативні значення (негативні аномалії) у трьох локалізаціях (1, 2 та 3) досліджуваної території (Figure 6.1). Проблему розрізнення можливих аномалій різного походження у кристалічних породах базису вирішували за допомогою градієнту SP/висоти. Зазвичай зональні дослідження демонструють негативно-позитивні/висотні градієнти, здебільшого між 0 та -120 мВ (Figures 6.2–6.10), тоді як позитивні градієнти коливаються у ширшому діапазоні – від 10 до 50 мВ. Просторові моделі показують, як ці градієнти порушуються у присутності базальтових порід, бокових варіацій фізичних властивостей (наприклад, опору) або позитивних деформацій, пов'язаних із високою концентрацією мінералів.

Градієнтна кольорова палітра SP/висота є більш чутливою до порушень, ніж звичайний SP, тому вона була використана для виявлення аномалій. За допомогою цифрових SP та топографічних мереж градієнт можна розрахувати у 2D для демонстрації цього методу. Аномалії легко ідентифікуються в активній центральній зоні, але складно – у віддалених ділянках. На карті градієнтів вони чітко відображаються разом із різними типами рельєфу (різні значення SP/висоти). У решті території, де покриття даними щільне, інформація про градієнт порівнюється з роздільною здатністю карти SP, щоб показати чутливість методу виявлення маломасштабних структур.

Метод поступового градієнту відповідає якісній інтерпретації SP у неосадових або базисних районах та інших середовищах.

5.1.2. Профілювання самопотенціалу

Дані SP були зібрані вздовж тридцяти двох профілів у зоні перспектив Wadi Al Khadra. Дані, зібрані вздовж дев'яти профілів, представлені на

рисунках 6.2–6.10. З профілів видно, що значення SP змінюються від місця до місця через різні типи порід, проявляючи позитивні та негативні аномалії.

Місця з негативними аномаліями SP (Figure 6.1, точки 1, 2, 3) свідчать про наявність підповерхневих металів (вертикальний перехід від окислювальних до відновлювальних умов). Амплітуда негативних аномалій корелює з концентрацією металевої мінералізації, глибиною залягання та швидкістю локальної окисно-відновної реакції. Розмір аномалій відображає площу високої концентрації металевих мінералів.

5.2. Результати магнітних досліджень

Результати магнітних досліджень включають якісну та кількісну інтерпретацію потенційного поля.

5.2.1. Огляд результатів магнітних досліджень

Для кращого розуміння геології, підповерхневих структур та тектонічного режиму досліджуваної території, особливо основних тектонічних напрямів, що впливають на розподіл металевих мінералів, було проведено аналіз наявних магнітних даних.

Обробка та інтерпретація магнітних даних проводилися із застосуванням різноманітних методів: розділення та фільтрування даних, визначення повної магнітної інтенсивності (ТМІ), редукція до полюса (RTP), вертикальні похідні, підйом/спуск, нахильна похідна, високочастотний фільтр, спектральний аналіз, аналітичний сигнал, 3D Euler-деконволюція та 2D магнітне моделювання.

Ці методи дозволили охарактеризувати магматичний базис, що впливає на осадову товщу, визначити седиментарні та структурні басейни/підбасейни, а також виділити основні структурні елементи.

5.2.2. Якісна інтерпретація потенційного поля

Якісна оцінка магнітних карт дозволила зробити висновки щодо підповерхневої геології, структур та літології.

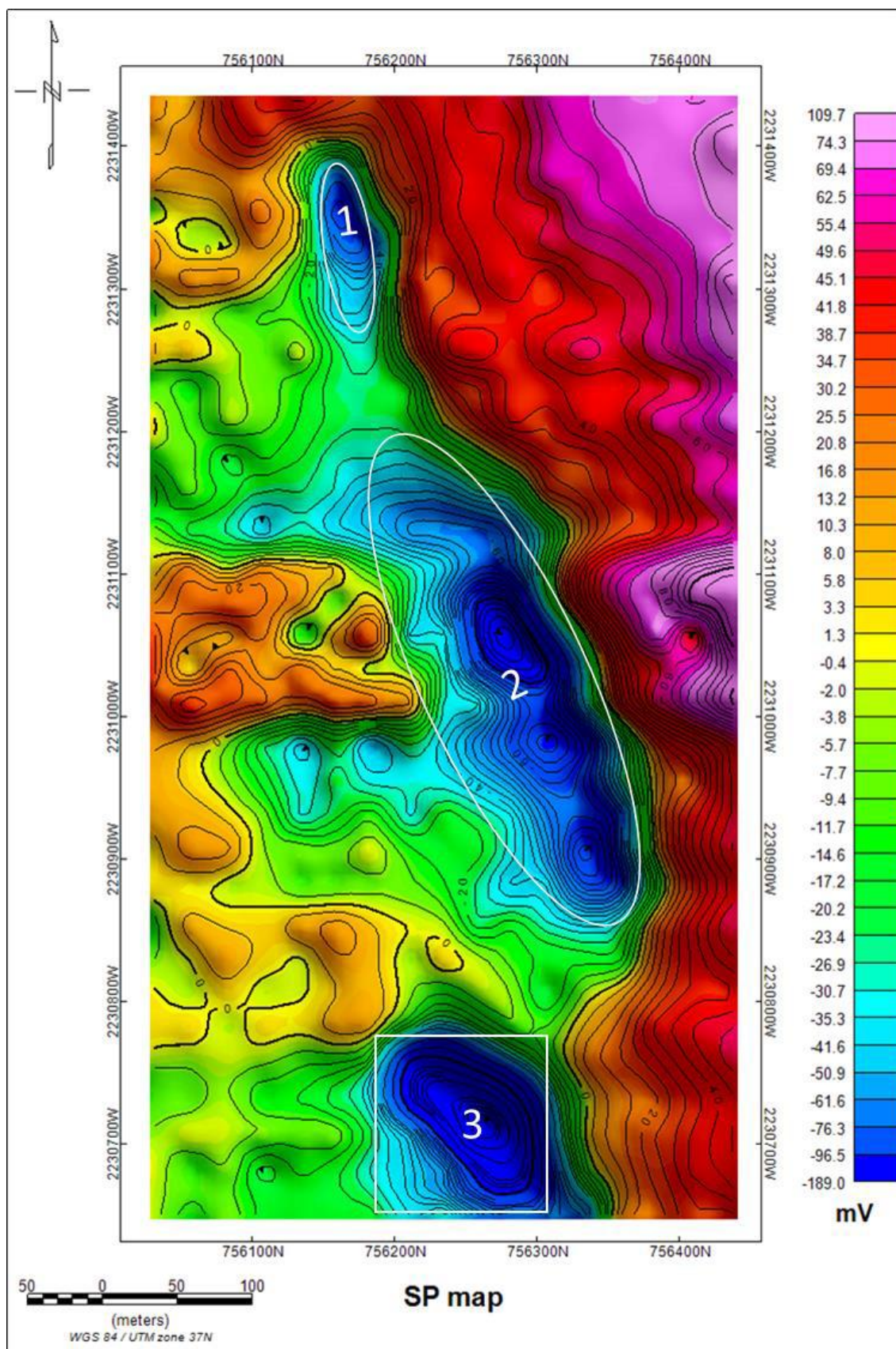


Рис. 5.1. Контурна карта SP перспективи Wadi Al Khadra

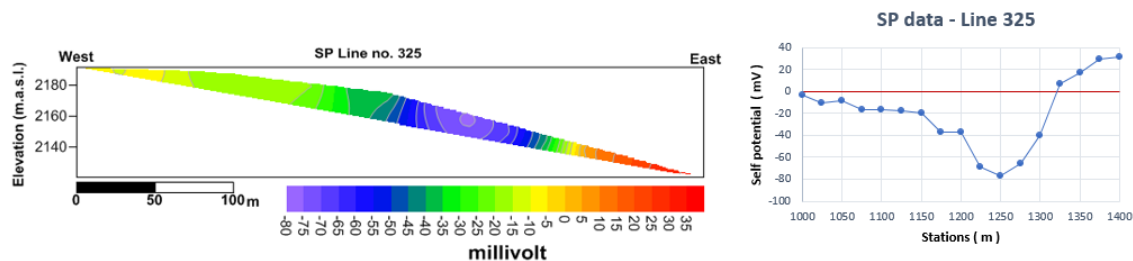


Рис. 5.2 Аномалії самопотенціалу по лінії 325

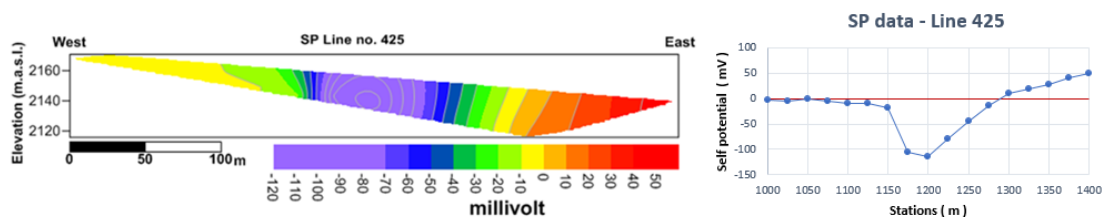
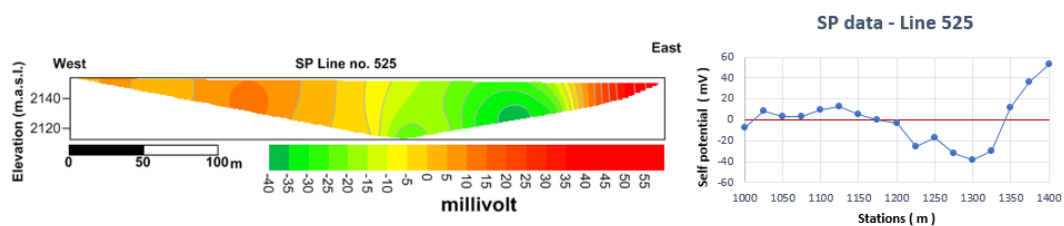


Рис. 5.3 Аномалії самопотенціалу по лінії 425



Рисунок

5.4 Аномалії самопотенціалу по лінії 525

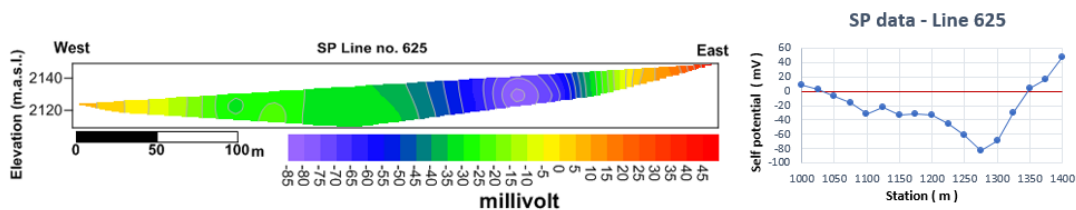


Рисунок 5.5 Аномалії самопотенціалу по лінії 625

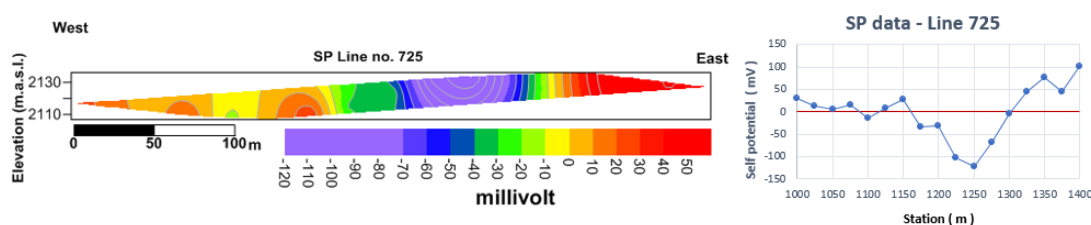


Рис. 5.6. Аномалії самопотенціалу по лінії 725

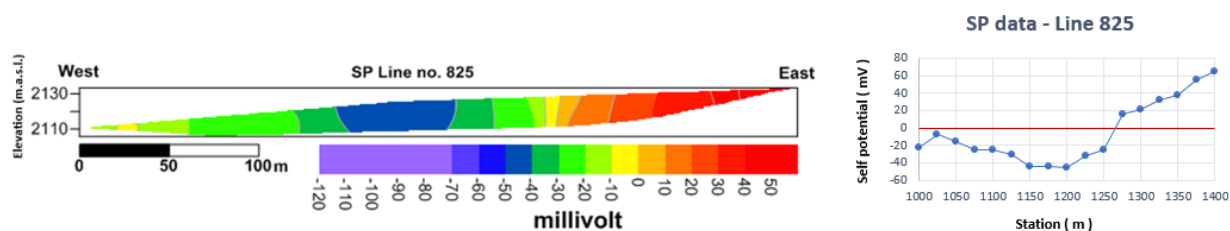


Рис. 5.7 Аномалії самопотенціалу по лінії 825

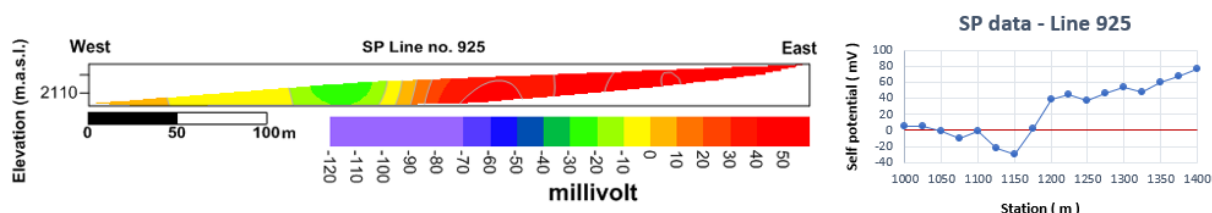


Рис. 5.8 Аномалії самопотенціалу по лінії 925

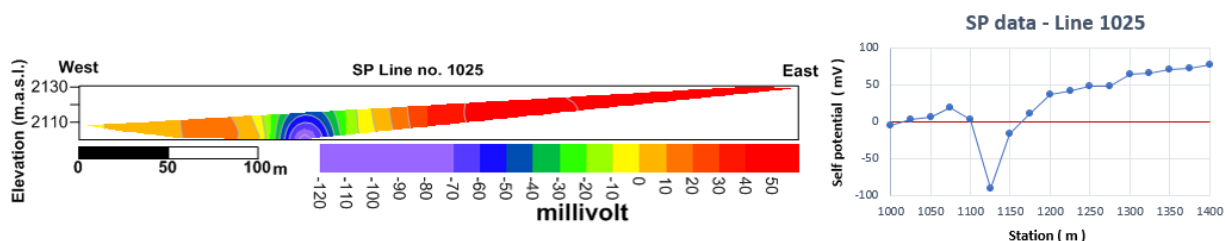


Рис. 5.9 Аномалії самопотенціалу по лінії 1025

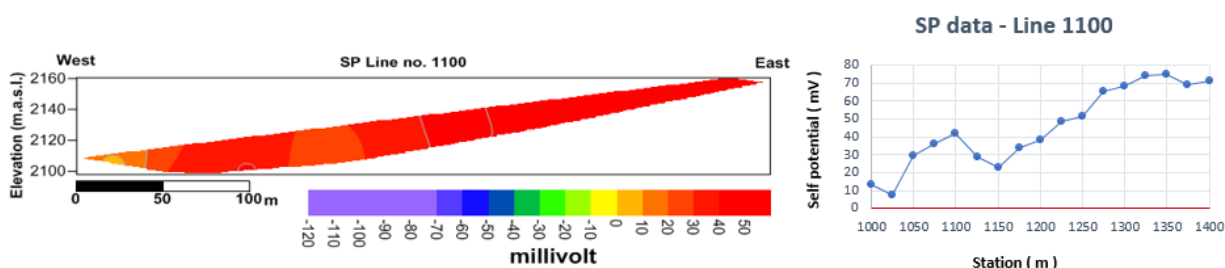


Рис. 5.10 Аномалії самопотенціалу по лінії 1100

- Позитивні магнітні аномалії на карті RTP пов'язані з областями високої магнітної сприйнятливості, у нашому випадку – з наявністю нікелю.
- Негативні аномалії характеризують області низької магнітної сприйнятливості.
- У ділянках із неглибоким заляганням базисних порід також спостерігаються високі позитивні магнітні значення.

Позитивні аномалії можуть формуватися також через структурні елементи: антикліналі, горсти, куполи або підняті блоки розломів. Негативні аномалії часто пов'язані із синкліналями, грабенами, басейнами або опущеними блоками розломів.

Характер магнітних аномалій залежить від:

- напряму магнітного поля Землі (нахил та девіація);
- концентрації магнетично чутливих мінералів;
- магнітної сприйнятливості джерела аномалії;
- орієнтації магнетично чутливих мінералів;
- розташування джерела щодо магнітного поля;
- точок збору даних.

Метою якісного аналізу є визначення геологічного характеру підповерхневих структур на основі оброблених магнітних карт.

5.2.2.1. Характер спостережуваних магнітних аномалій

Основні характеристики магнітних аномалій (Rombering, 1958):

1. Розмір – величина аномалії пропорційна обсягу джерела.
2. Гострота – гострі аномалії легко ідентифікувати, дифузні – зливаються з фоном.
3. Помітність – залежить від розміру, гостроти та рівня фону.
4. Розрізнення – залежить від відстані між джерелами аномалій.
5. Ексцентричність – довгі або неправильні структури дають ексцентричні аномалії.
6. Подовження контурів – напрямом ізоліній показує орієнтацію та довжину структури.
7. Форма – оцінює форму джерела аномалії; важлива для визначення структурних особливостей.

5.2.2.2. Опис детальних наземних магнітних даних

Наземна магнітна зйомка охопила всю територію. Карта повної магнітної інтенсивності (ТМІ) показала дві високі позитивні аномалії (1 та 2) на

південному сході та північному сході (рис 5.11). Максимальне значення ТМІ – 40 751,7 нТ, мінімальне – 38 795,7 нТ.

Для інтерпретації доцільно використовувати карту RTP (рис 5.12), що враховує нахил ($28,808^\circ$) та девіацію ($3,20^\circ$) магнітного поля. На карті RTP спостерігаються позитивні та негативні аномалії, різкі градієнти. Основні контури орієнтовані NW–SE.

- Негативні аномалії відображають глибокий базис;
- Позитивні аномалії – неглибокий базис або магнітно активні мінерали (нікель, магнетит).

У західній частині – короткохвильова негативна аномалія (A1), на північному сході – низька аномалія (A2), на сході – три невеликі кругові негативні аномалії (A3) як дрібні базові інтрузії з реверсованою поляризацією (Wassif, 1989-1991; Ghazala, 2000). На півдні – високопозитивна короткохвильова аномалія (A4).

Tilt derivatives (рис 5.13) дозволяють візуалізувати межі структур, підвищити роздільну здатність і нормалізувати магнітне поле. Перша вертикальна похідна (рис 5.14) усуває довгохвильові компоненти та покращує розрізнення аномалій.

5.2.2.3. Регіональні та залишкові карти

Поліноміальна апроксимація та фільтри високих/низьких частот дозволяють виділити глибокі та поверхневі структури (Рис. 5.15–5.17). Основні аномалії – позитивні на південному сході та північному сході, негативні – на сході та частково на заході.

5.2.2.4. Аналіз структурних тенденцій

Структурний аналіз базується на кореляції магнітних аномалій і підповерхневих структур. Rose diagrams (Figure 6.18) дозволяють статистично оцінити систему структур. Домінуючий напрям – NW–SE; другорядний – NE–SW.

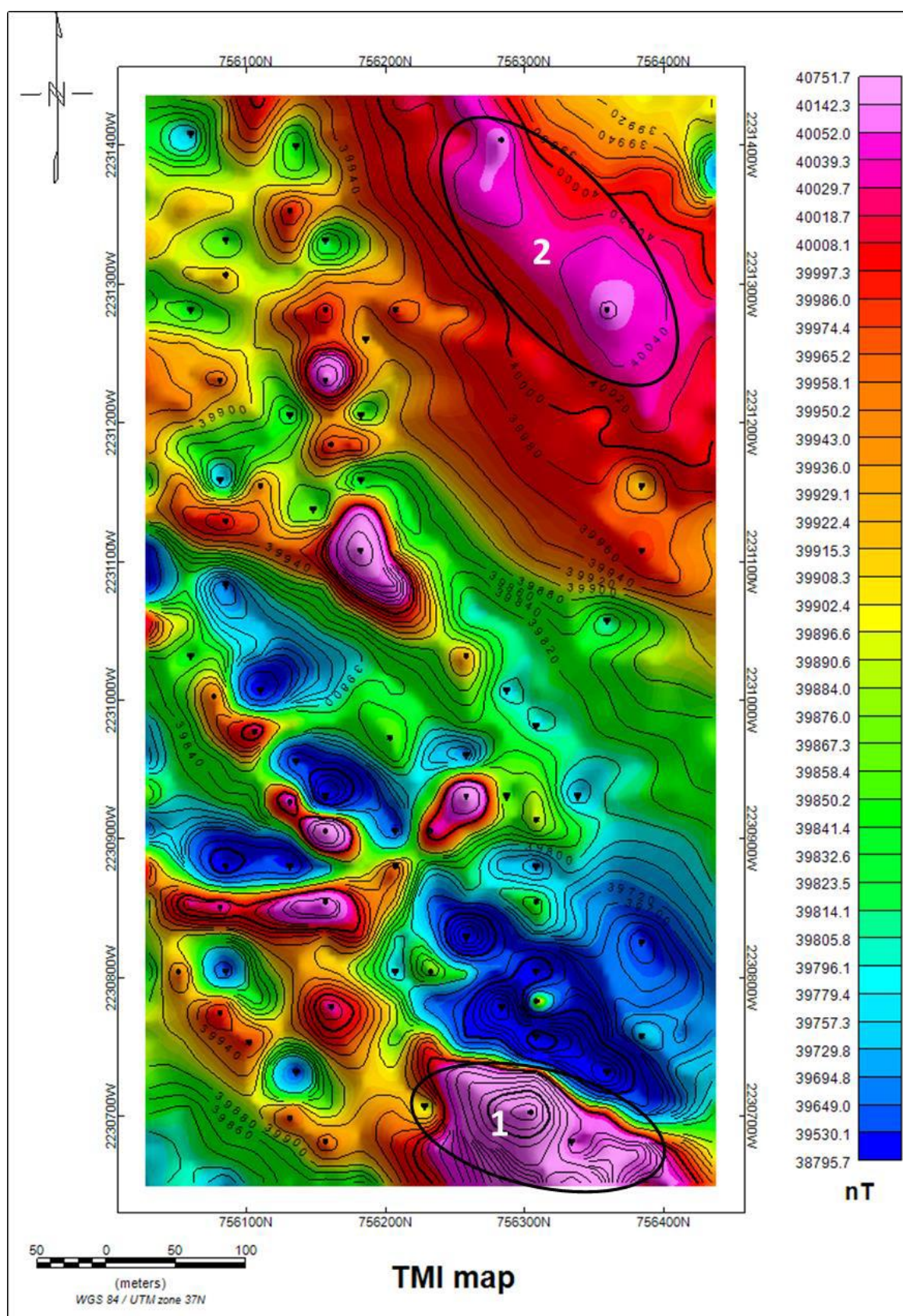


Рис. 5.11 Карта загальної магнітної інтенсивності (ЗМІ) перспективного майданчика Ваді Аль-Хадра

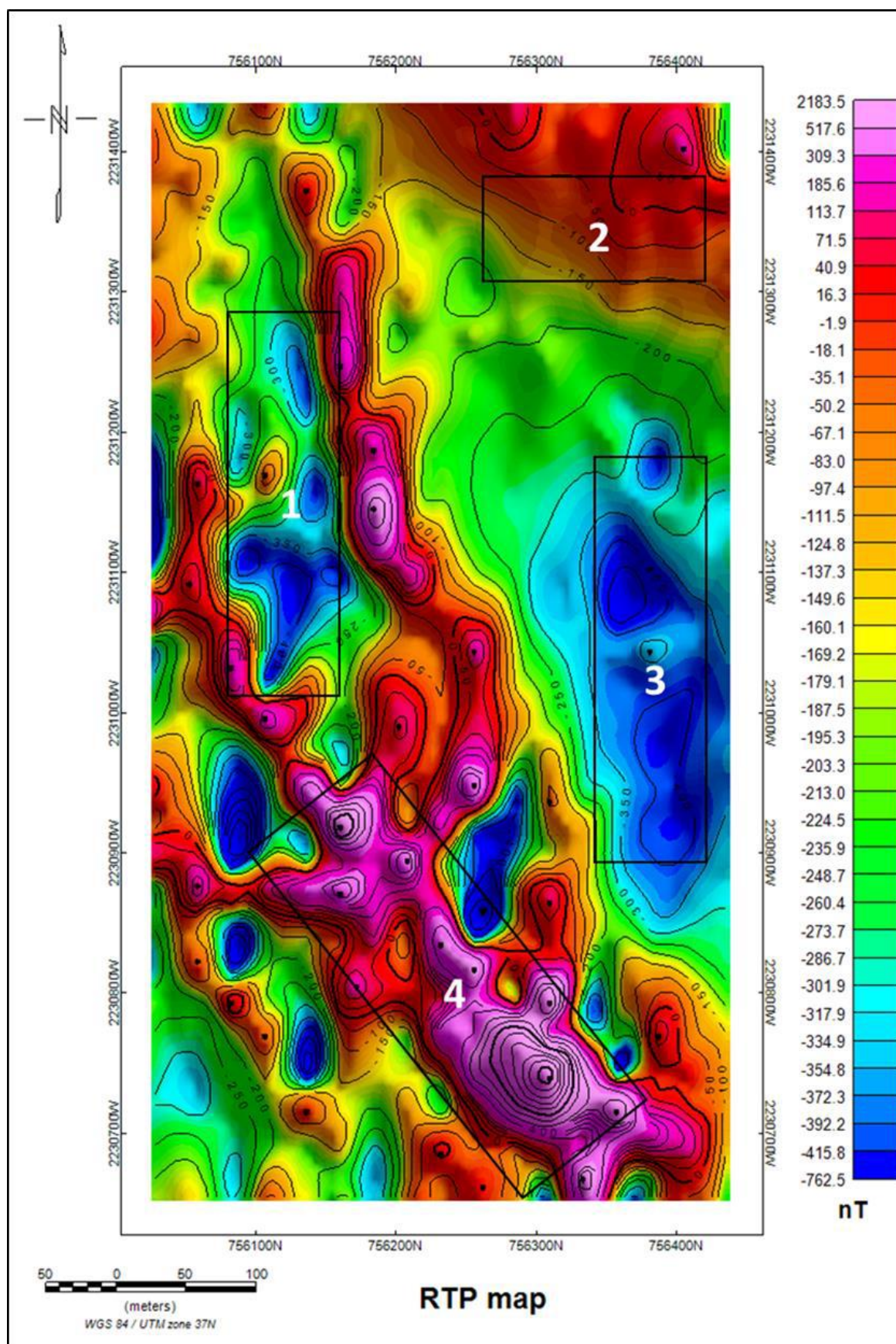


Рис. 5.12 Карта редукції до полюса (RTP) перспективного напрямку Ваді Аль-Хадра

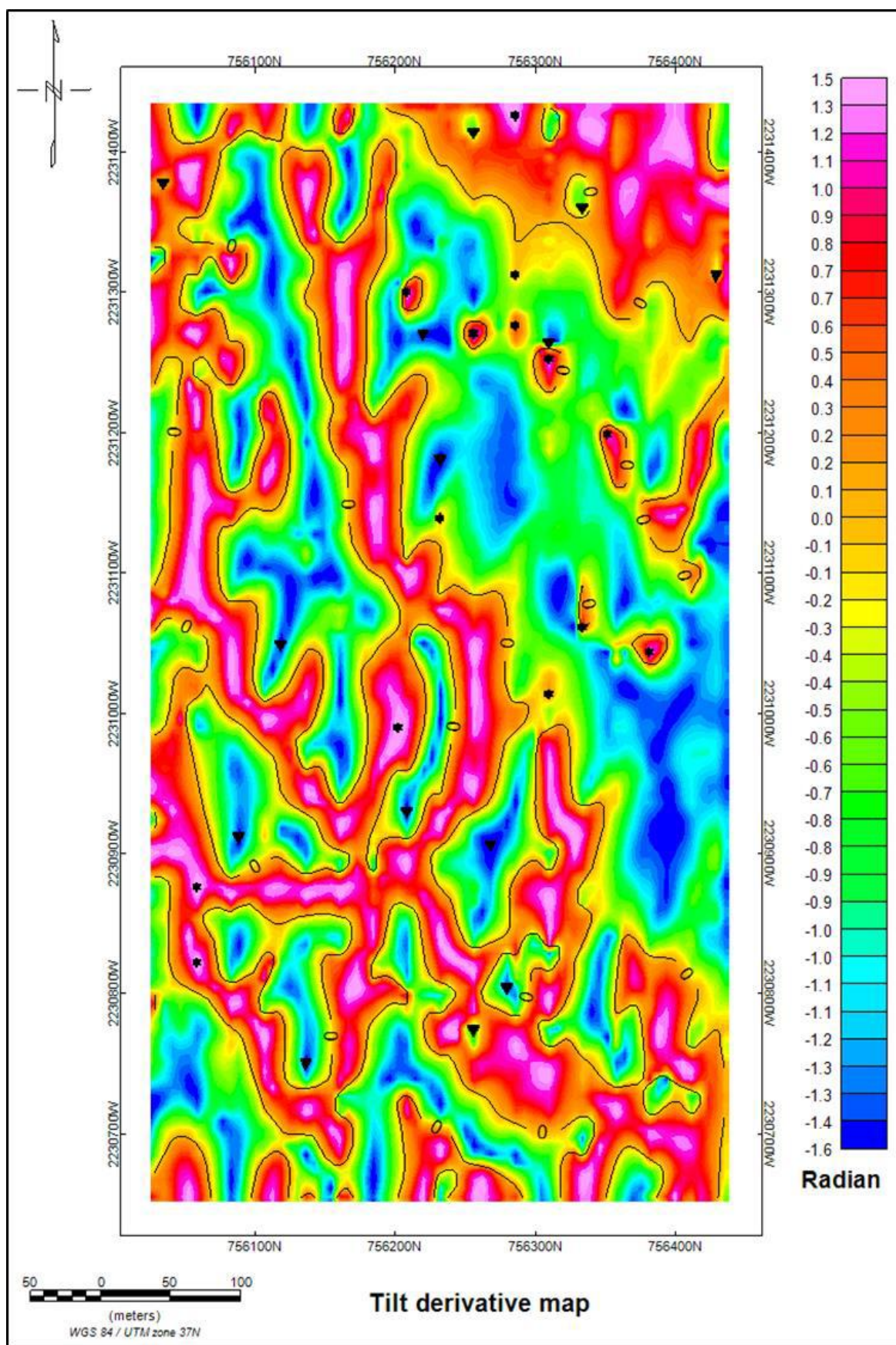


Рис. 5.13 Карта похідної нахилу (контур на нульовому рівні) перспективного району Ваді Аль-Хадра.

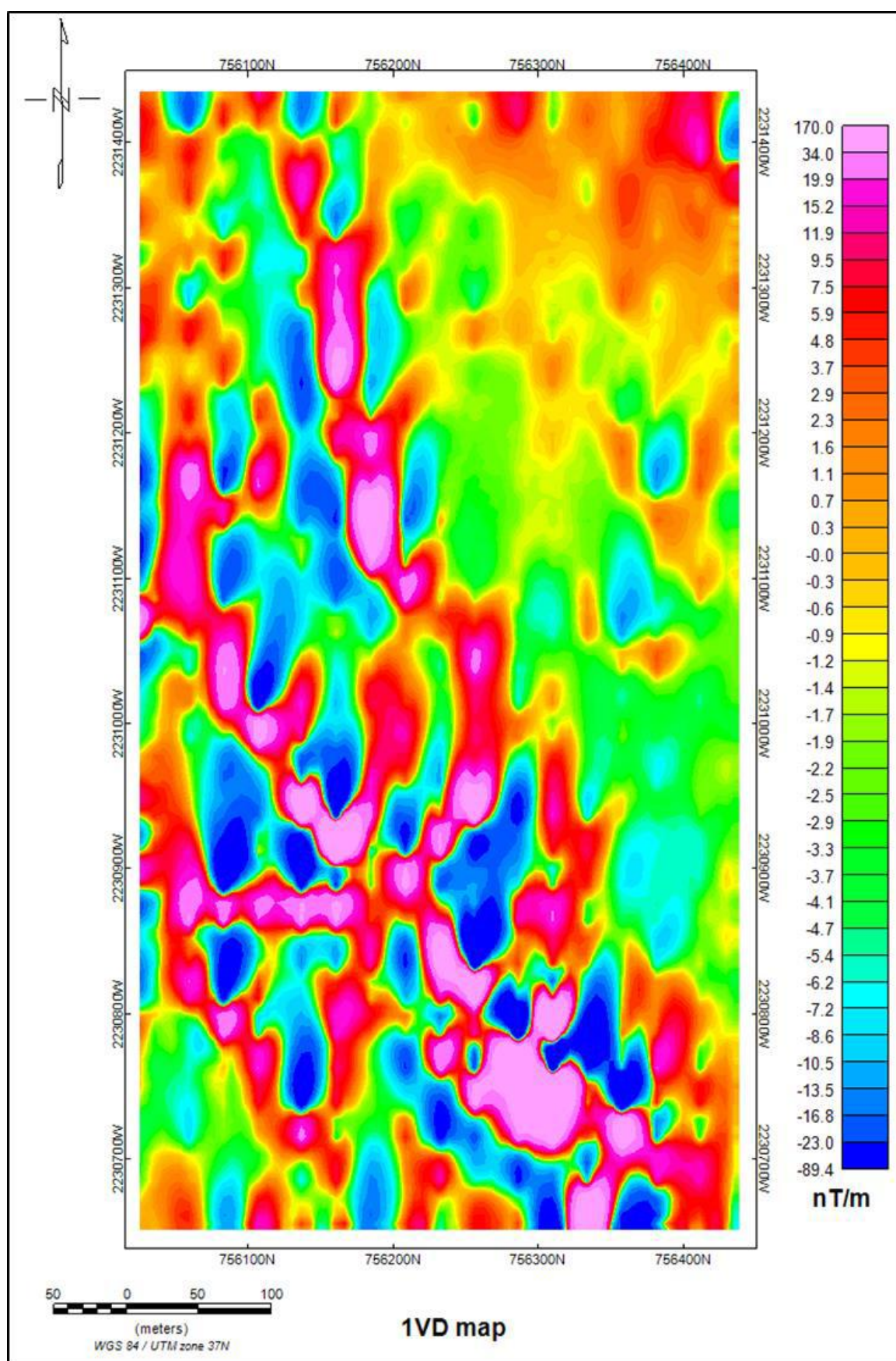


Рис. 5.14 Перша вертикальна похідна карта перспективного напрямку Ваді
Аль-Хадра

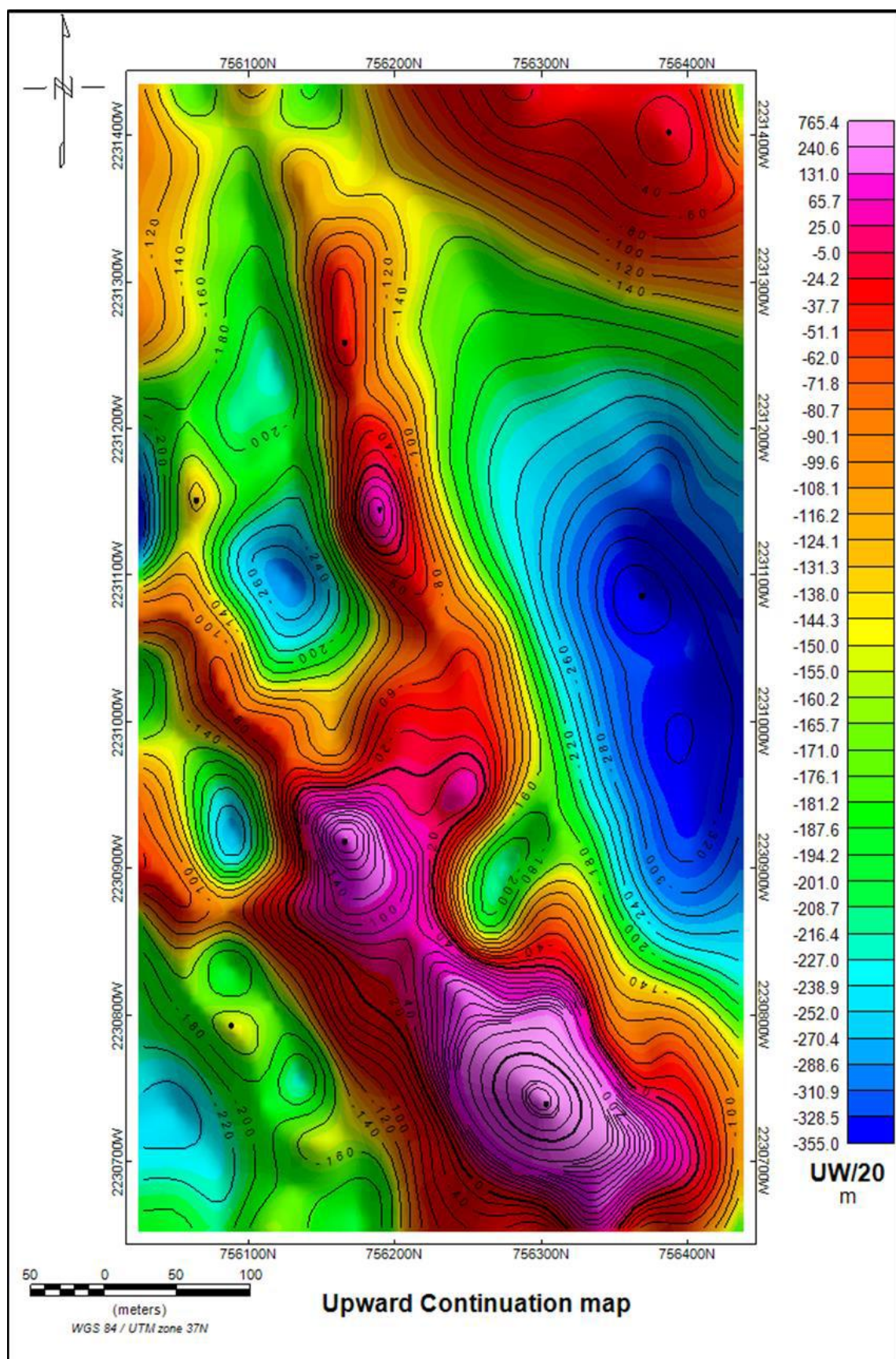


Рис. 5.15 Карта залишкових аномалій з висхідного продовження.

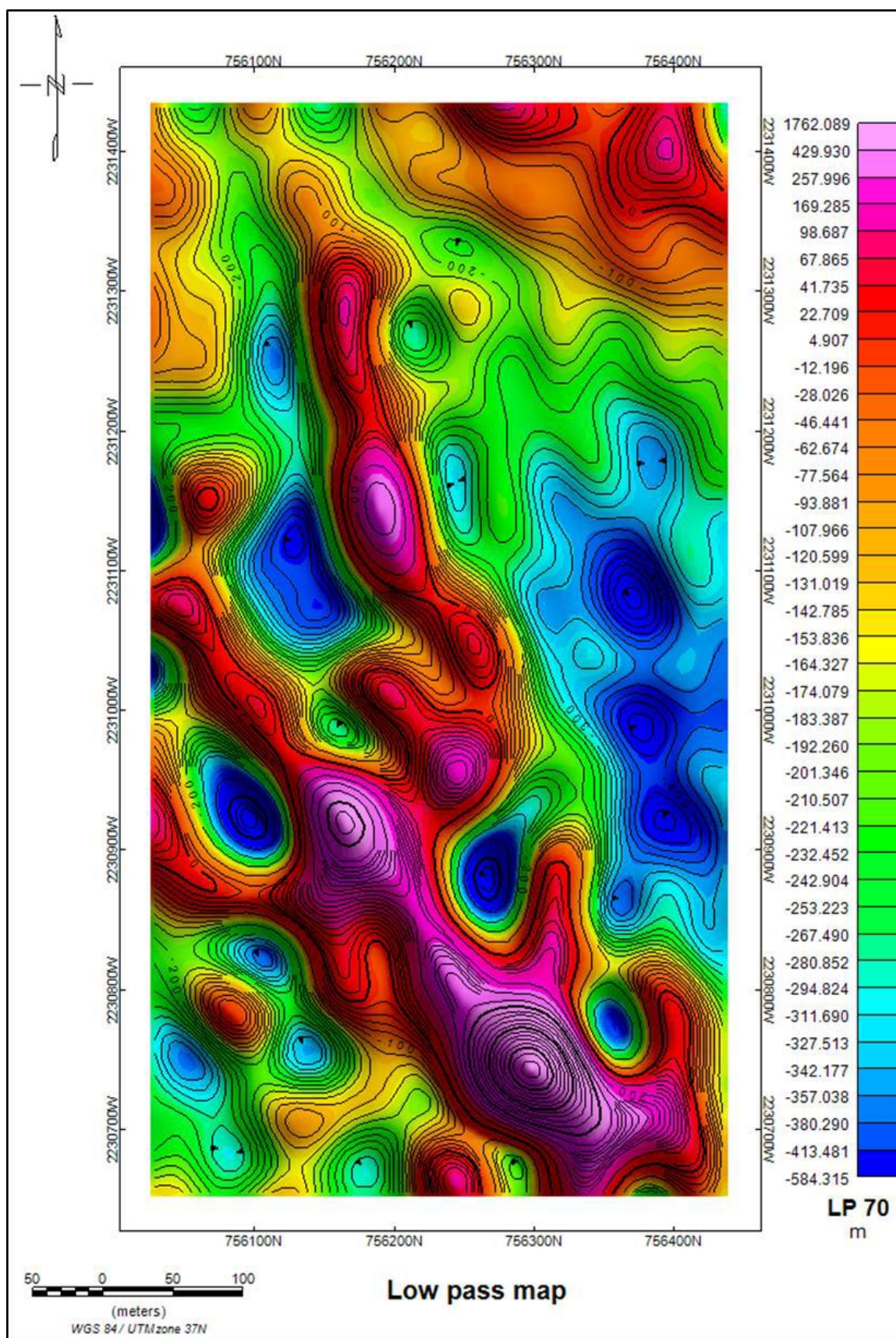


Рис. 5.16 Регіональна аномалія (карта низьких частот).

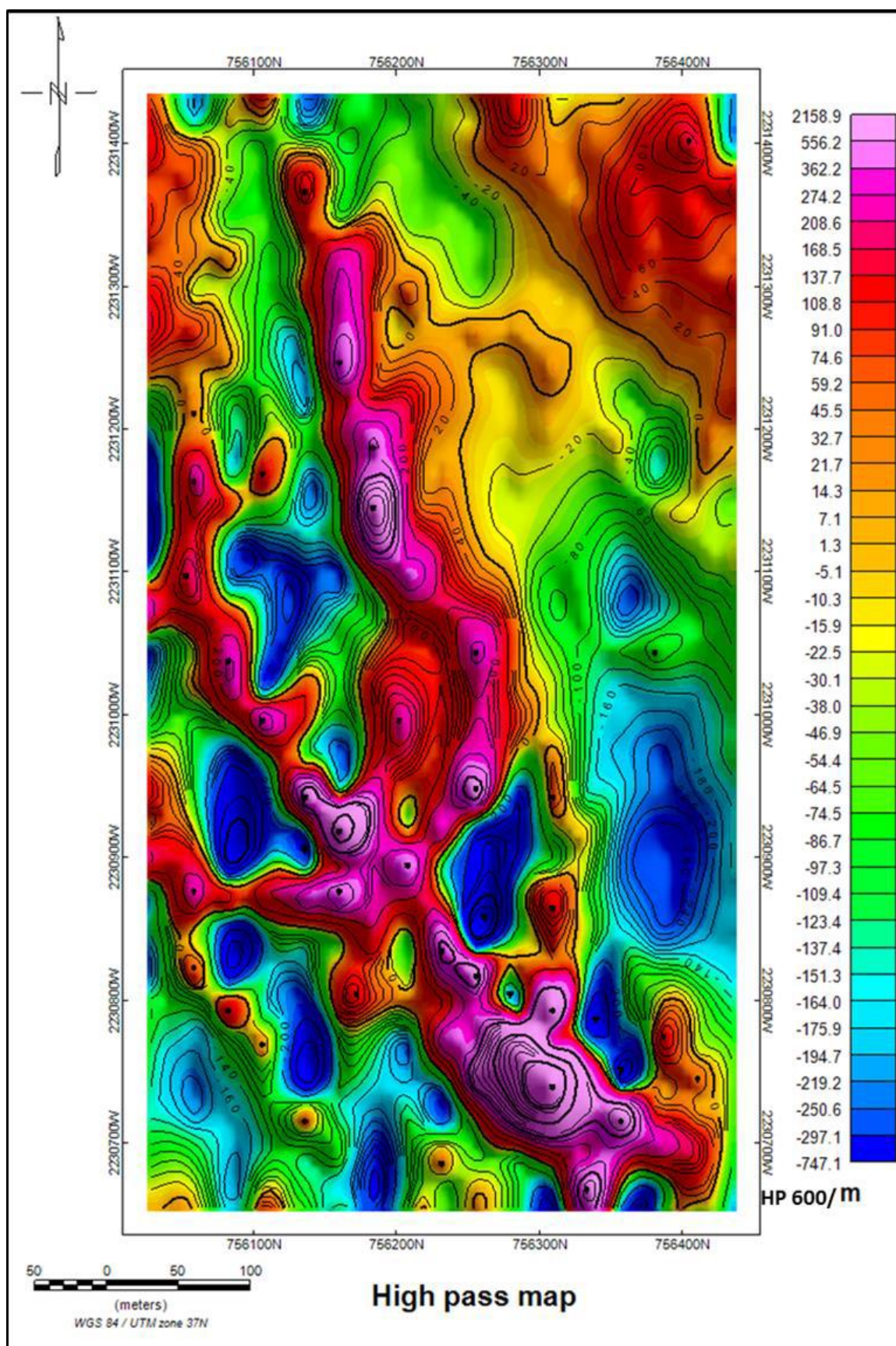


Рис. 5.17 Залишкова аномалія (карта високих частот).

Критерії інтерпретації магнітних даних:

- профіль нормальний до аномалії;
- довжина профілю відповідає аномалії;
- профіль не виходить за межі аномалії.

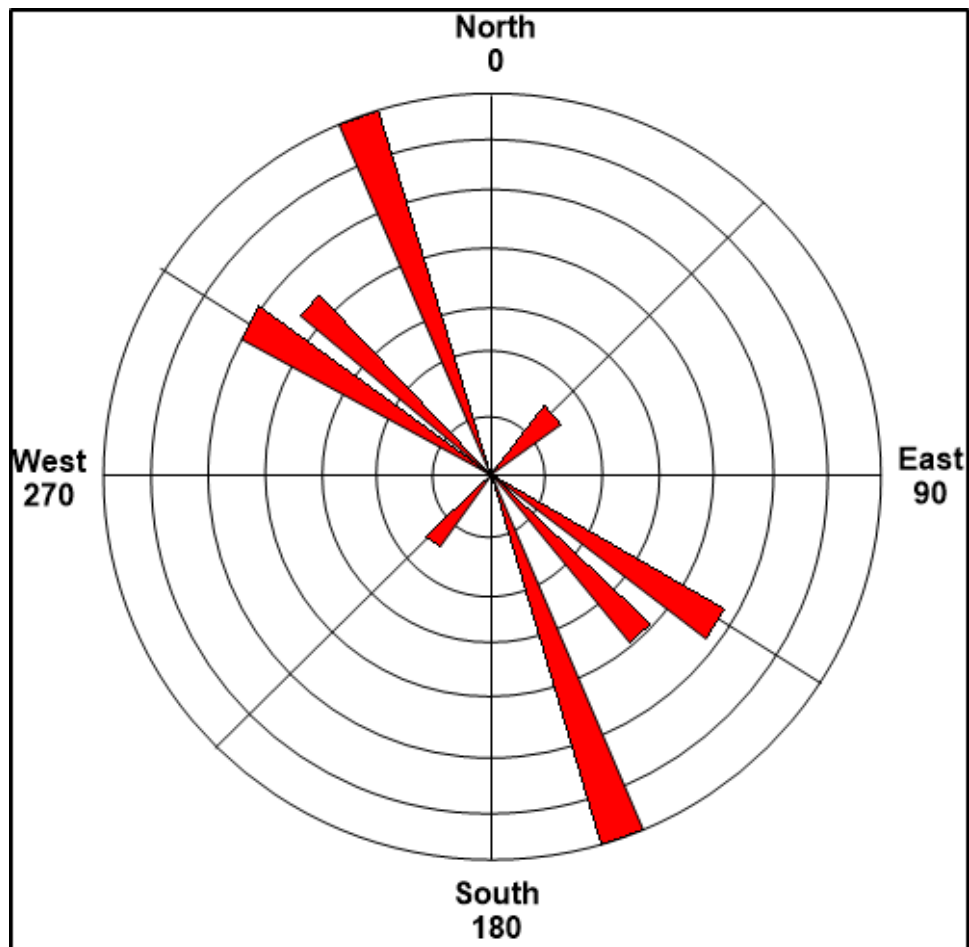


Рис. 5.18 Діаграма рози показує проаналізовані та нанесені на графік системи структурних трендів у досліджуваній області.

5.2.3. Кількісна інтерпретація потенційного поля

Кількісна інтерпретація включає визначення параметрів джерел аномалій та глибини залягання з урахуванням обмежень та припущень.

5.2.3.1. Спектральний аналіз

2D радально усереднений спектр RTP даних визначив середню глибину джерел (Figure 5.19):

- глибокі джерела – $\sim 2\,097$ м;
- середні – $\sim 2\,100$ м;
- мілкі – $\sim 2\,191$ м.

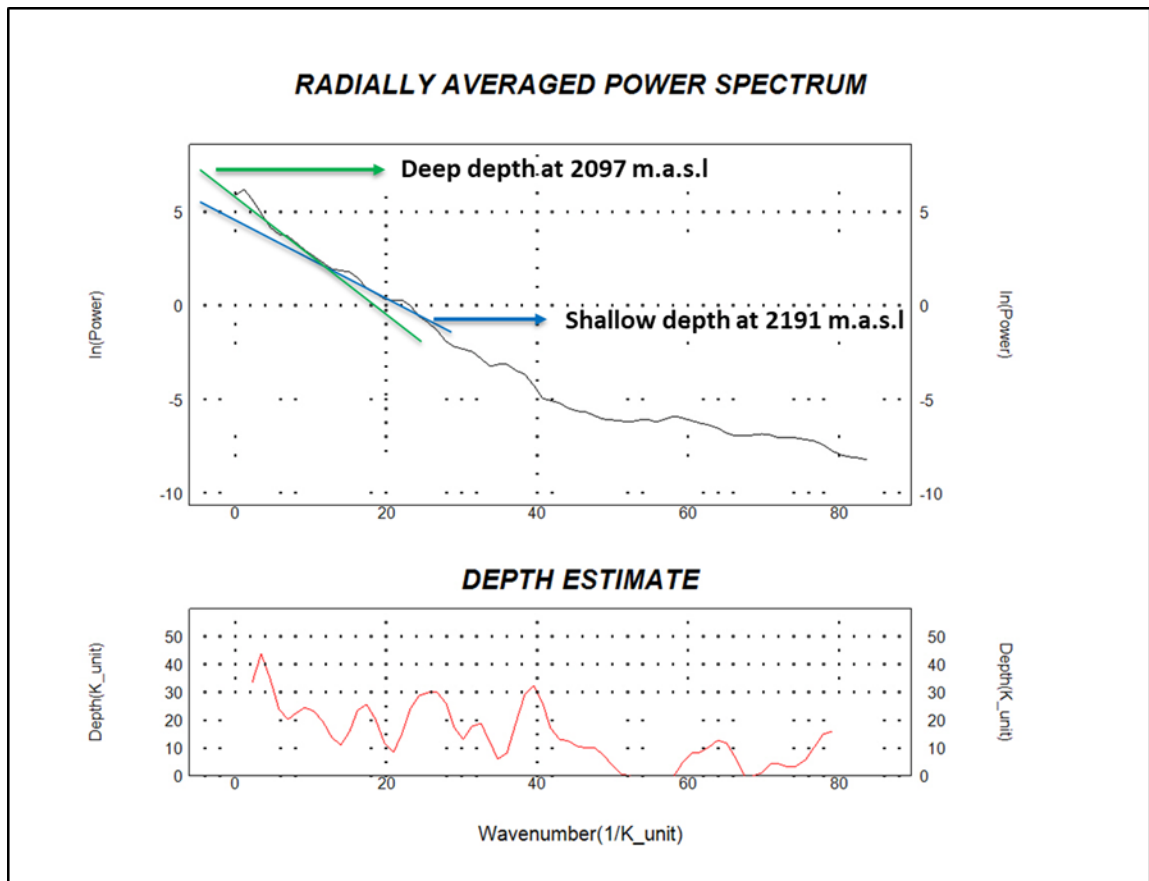


Рис. 5.19 2D радіально усереднений спектр потужності для магнітної зйомки.

5.2.3.2. Аналітичний сигнал

Аналітичний сигнал (рис 5.20) показав циркулярні та лінійні максимуми над джерелами. Використано для побудови карти рельєфу базису (рис 5.21). Рельєф варіюється від 2 098 до 2 192 м, що відображає зміну висот та потенційні осадові процеси металів, зокрема міді та нікелю.

5.2.3.3. 3D Euler-деконволюція

Euler-деконволюція (рис 5.22) показала лінійні сигмоїдальні аномалії, глибина – 5–50 м. Центральна частина – неглибокі аномалії, NE–SW; решта – глибокі.

5.2.3.4. 2D моделювання

2D моделювання (рис 5.23–5.25) підтвердило мінімальну та максимальну глибину базису 2 097–2 191 м. Видно горсти та грабени, обмежені висококутними розломами. Профілі А–А' та В–В' відображають загальний нахил та структурну організацію.

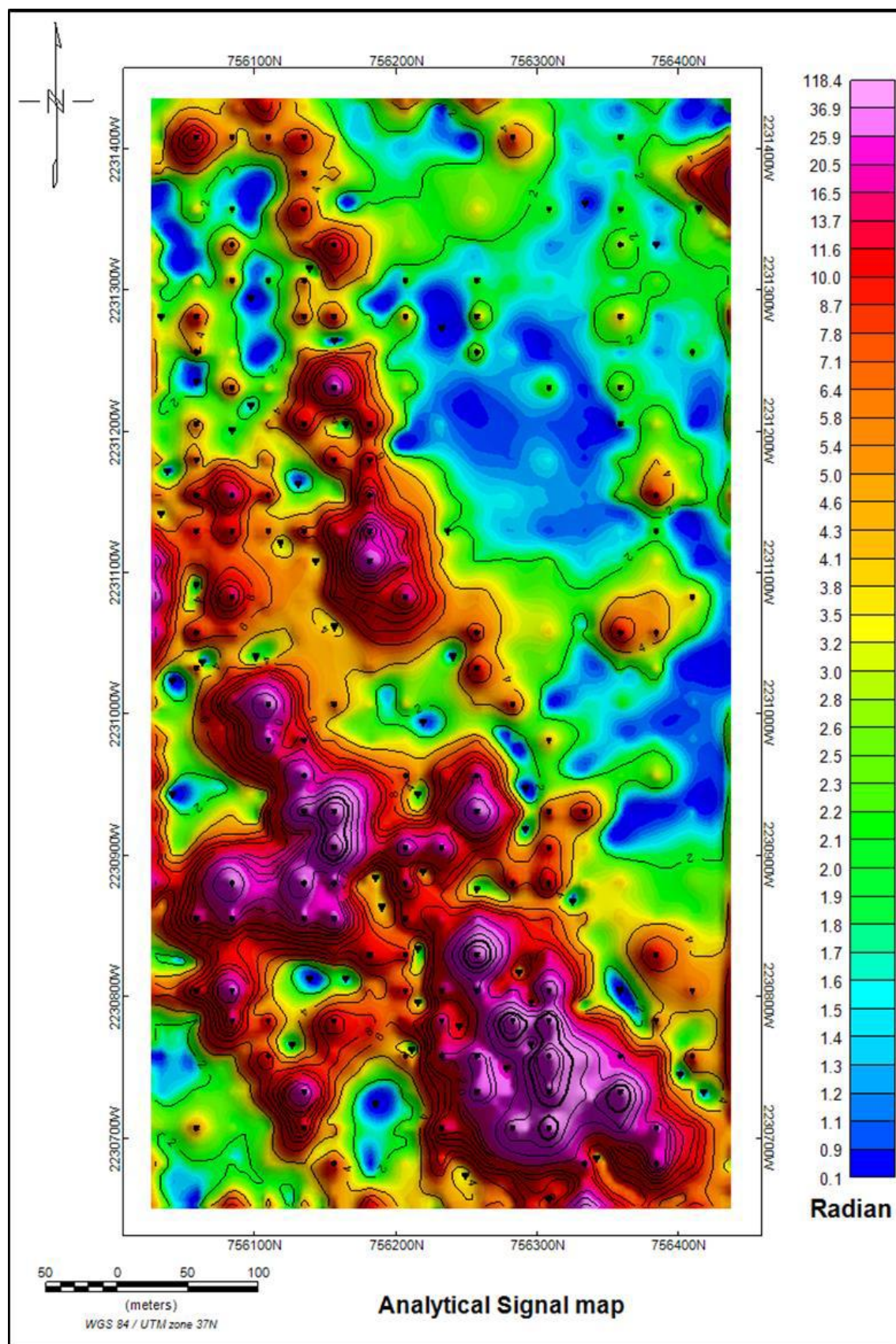


Рис. 5.20 Аналітична карта сигналів магнітної зйомки

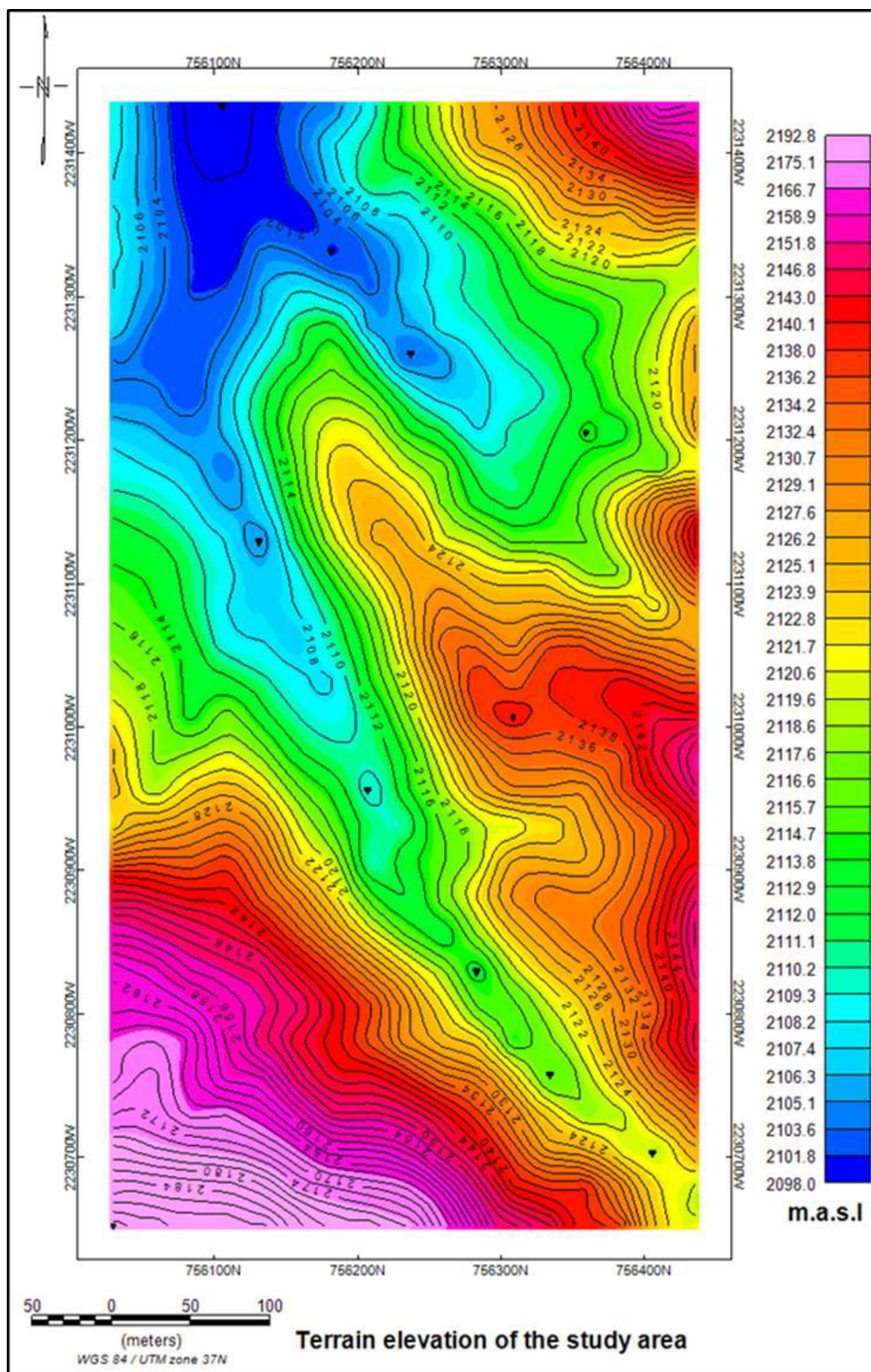


Рис. 5.21 Карта рельєфів досліджуваної території.

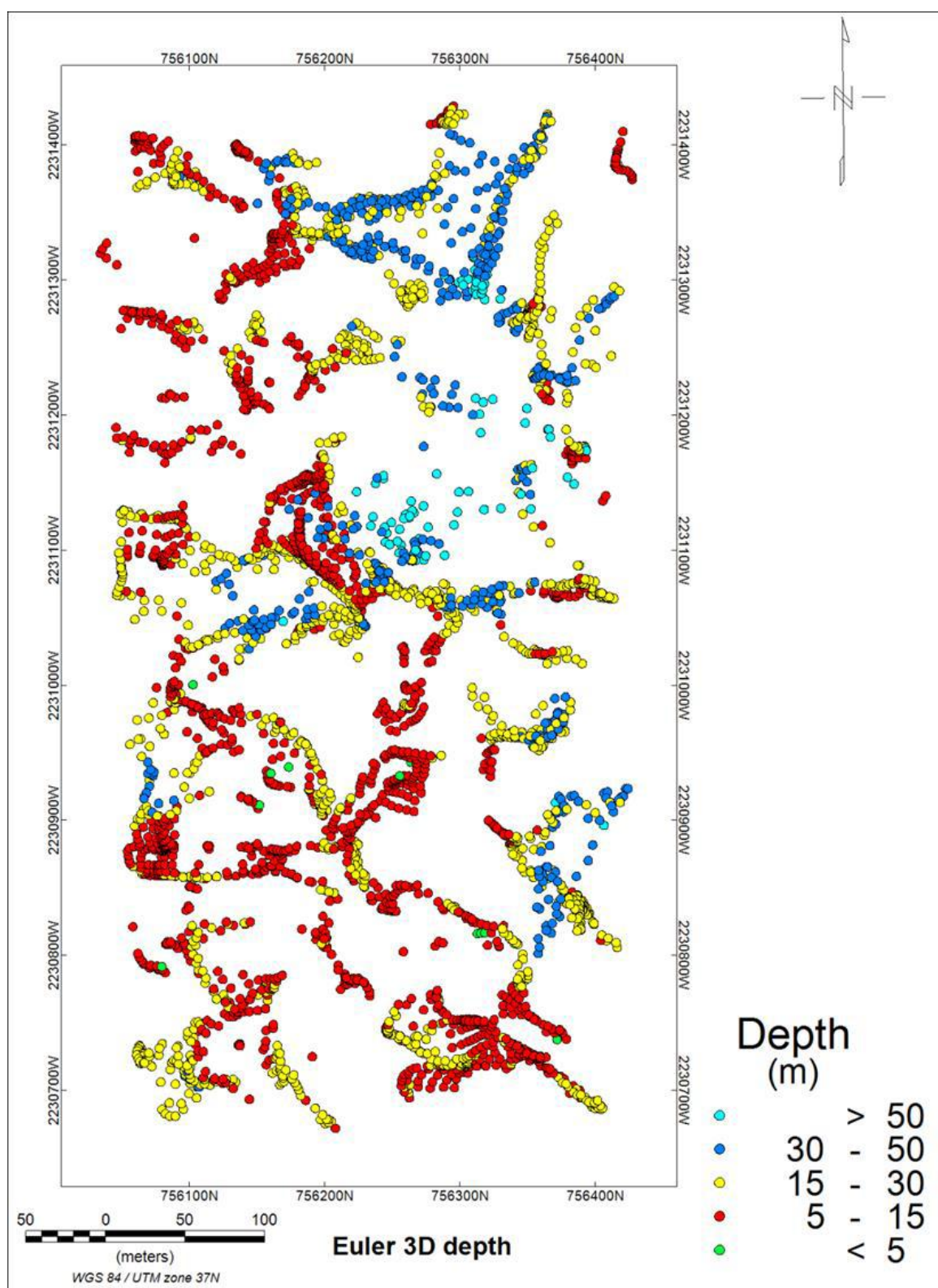


Рис. 5.22 Карта деконволюції Ейлера

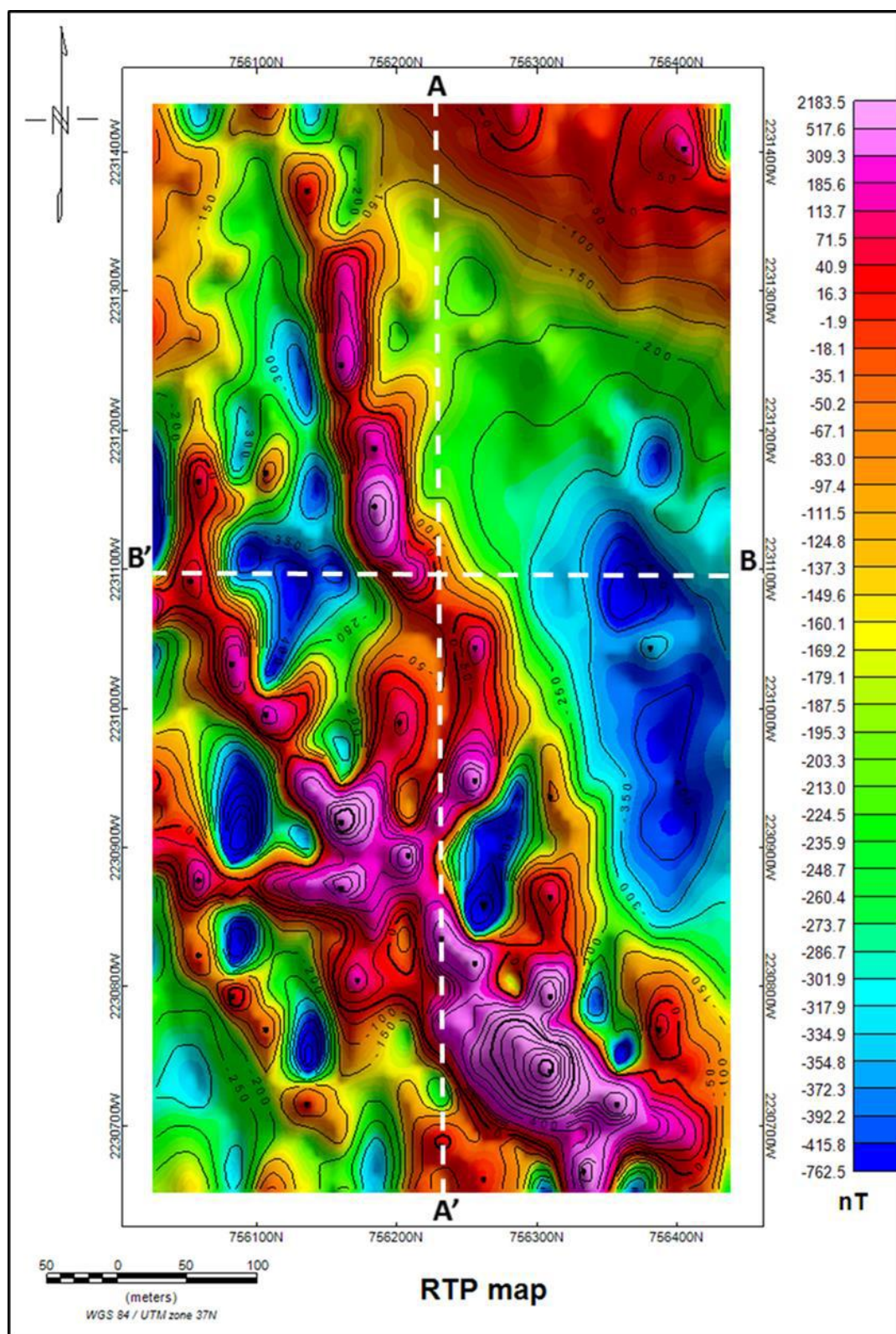


Рис. 5.23 RTP карти магнітних аномалій, що показує розташування вибраних профілів для 2D-моделювання

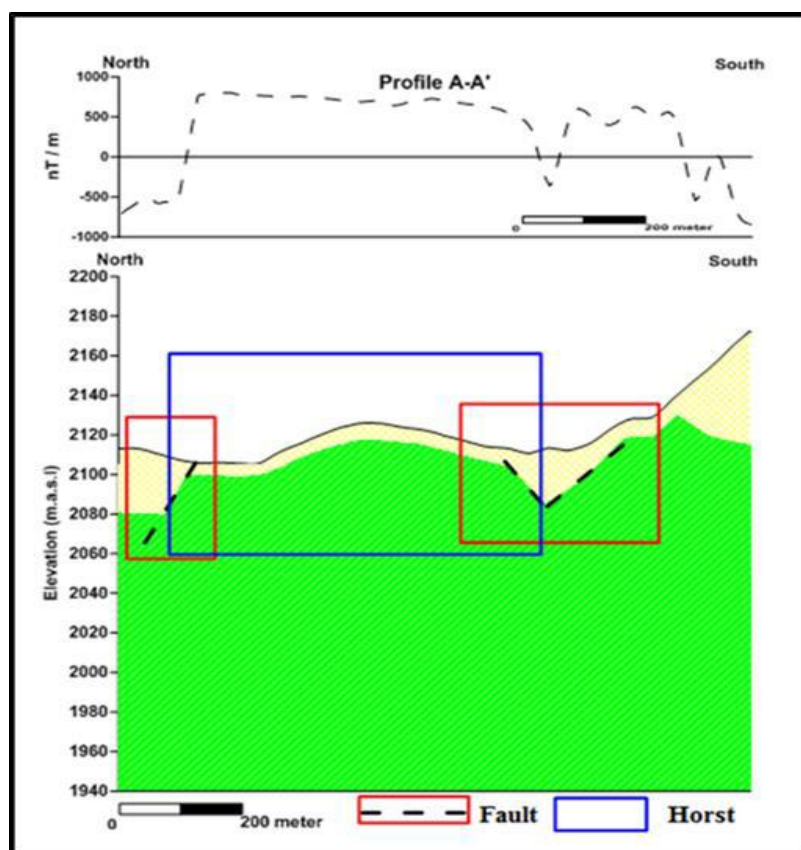


Рис. 5.24 Двовимірна магнітна модель вздовж профілю А-А'

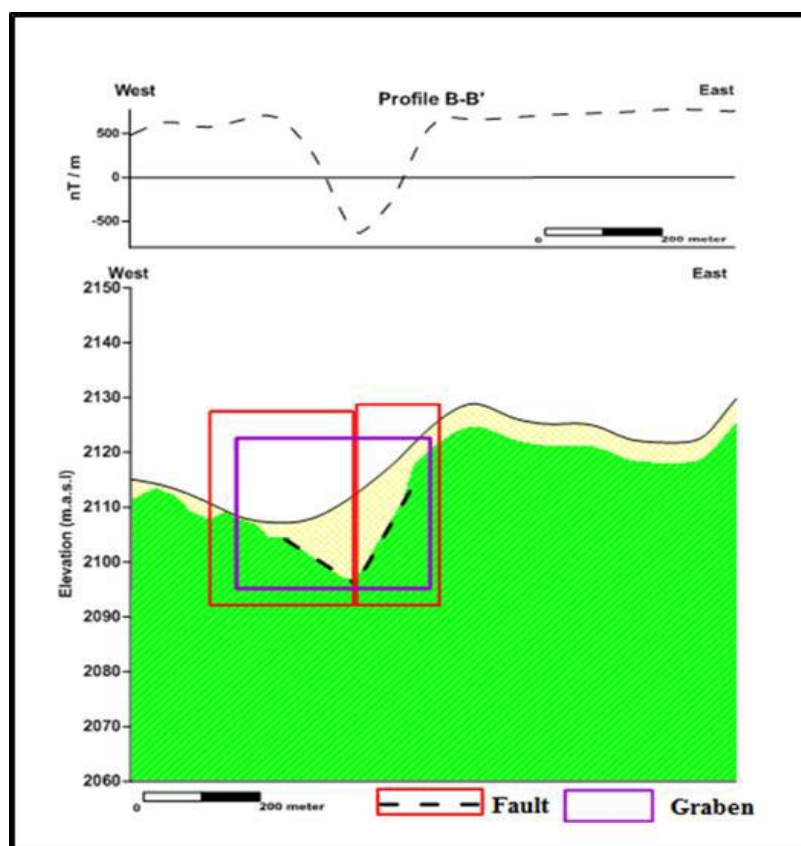


Рис. 5.25 Двовимірна магнітна модель вздовж профілю В-В'

5.2.3.5. Магнітна сприйнятливість

Магнітна сприйнятливість базисних порід $\chi = 0,358\text{--}0,377$ CGS; для осадового покриву $\chi \approx 0$ (Рис 5.26). Найвищі значення – на південному сході та центральній частині; найнижчі – у центральній зоні.

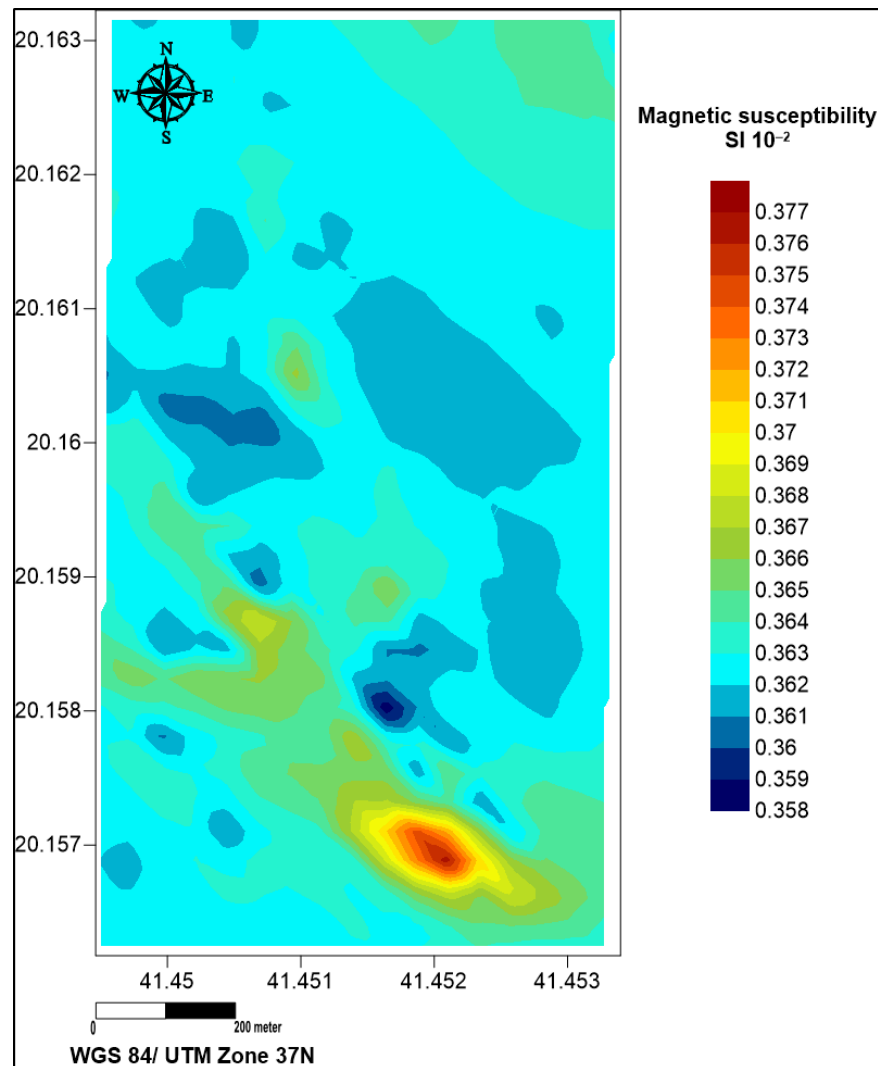


Рис. 5.26 Карта магнітної сприйнятливості в досліджуваній області.

5.3. Результати електромагнітних досліджень у домені часу (TDEM)

У цьому підрозділі наведено якісну та кількісну інтерпретацію результатів TDEM-досліджень, виконаних для вивчення підповерхневих структур на площі Ваді Аль-Хадра.

5.3.1. Загальна характеристика результатів TDEM

Якісну інтерпретацію даних ТЕМ-зондування, отриманих у межах родовища Wadi Al Khadra, було виконано з метою візуалізації загальної картини можливої мінералізації, а також для визначення характеру зміни електричного опору у досліджуваних геологічних товщах. Аналіз даних дав змогу окреслити горизонтальні та вертикальні межі аномальних зон, які потенційно пов'язані з концентраціями міді та нікелю.

Для уточнення геоелектричної моделі району дослідження було побудовано низку карт питомої провідності та опору для різних значень індукційних параметрів (loop values). На цих картах представлено просторовий розподіл електричних властивостей порід, що дозволяє виділити області зниженої та підвищеної провідності, пов'язані з потенційними рудними тілами або структурними неоднорідностями.

Інтерпретовані дані електричного опору подані у вигляді тематичних карт, які відображають:

- зміни опору в межах окремих геологічних шарів;
- межі можливих рудних зон;
- кореляцію між геофізичними аномаліями та структурними елементами,

виявленими за допомогою магнітної розвідки.

Оброблені матеріали також містили профілі електромагнітного відгуку, які включають графіки вимірної напруги на певних часах розпаду у всіх пунктах спостережень. Такі графіки дозволяють відслідковувати зміни амплітуди сигналу у часі, що є ключовим у визначенні електропровідних об'єктів на різних глибинах.

Крім того, було сформовано криві транзієнтного розпаду, що відображають залежність величини напруги (у мВ) від часу розпаду (у мс). Ці криві є базовими для аналізу електропровідності середовища, оскільки швидкість затухання сигналу прямо пов'язана з електричними властивостями порід.

Посилання на відповідні матеріали відображені на малюнках:

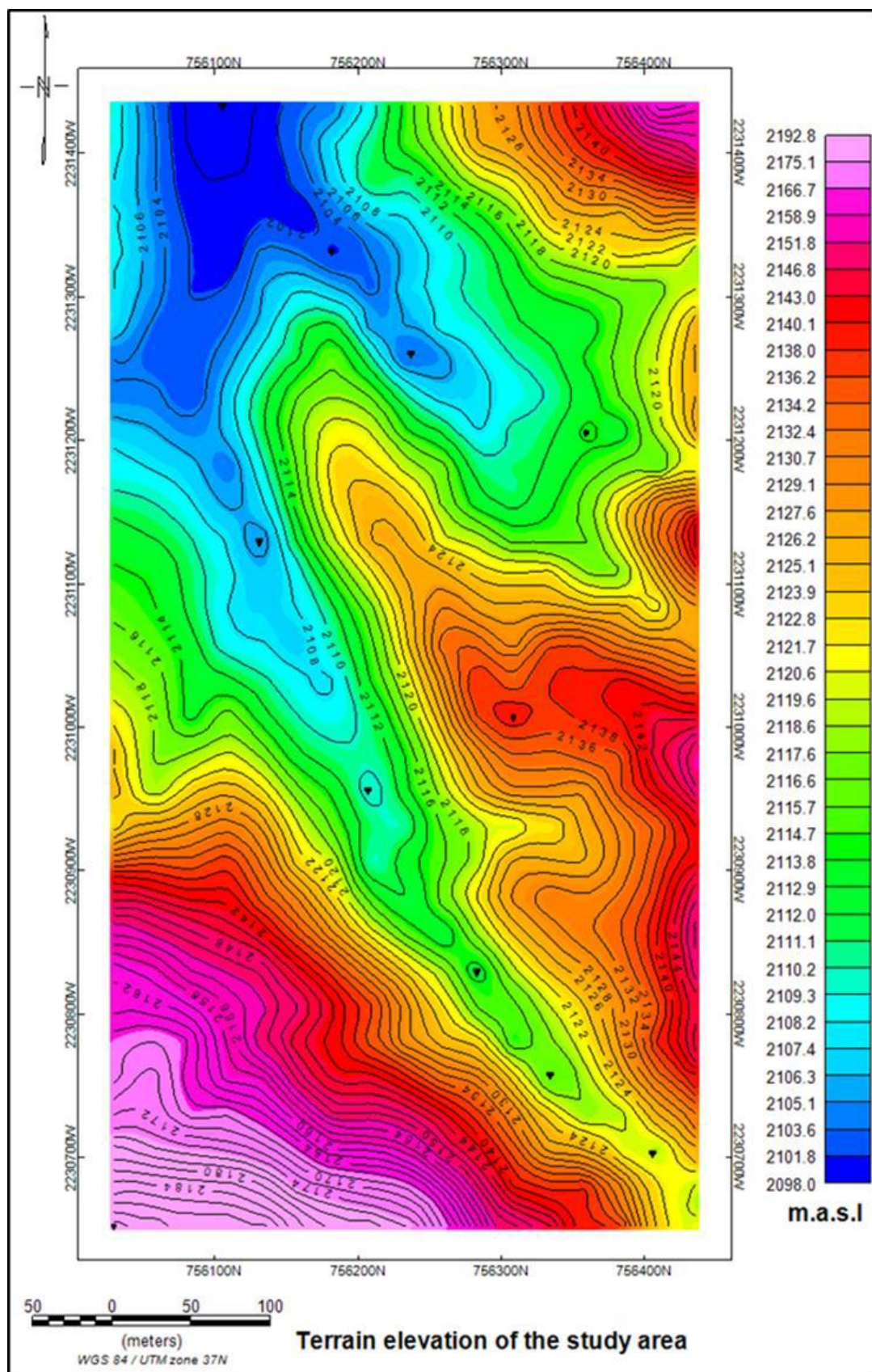


Рис. 5.21 Карта висот досліджуваної ділянки

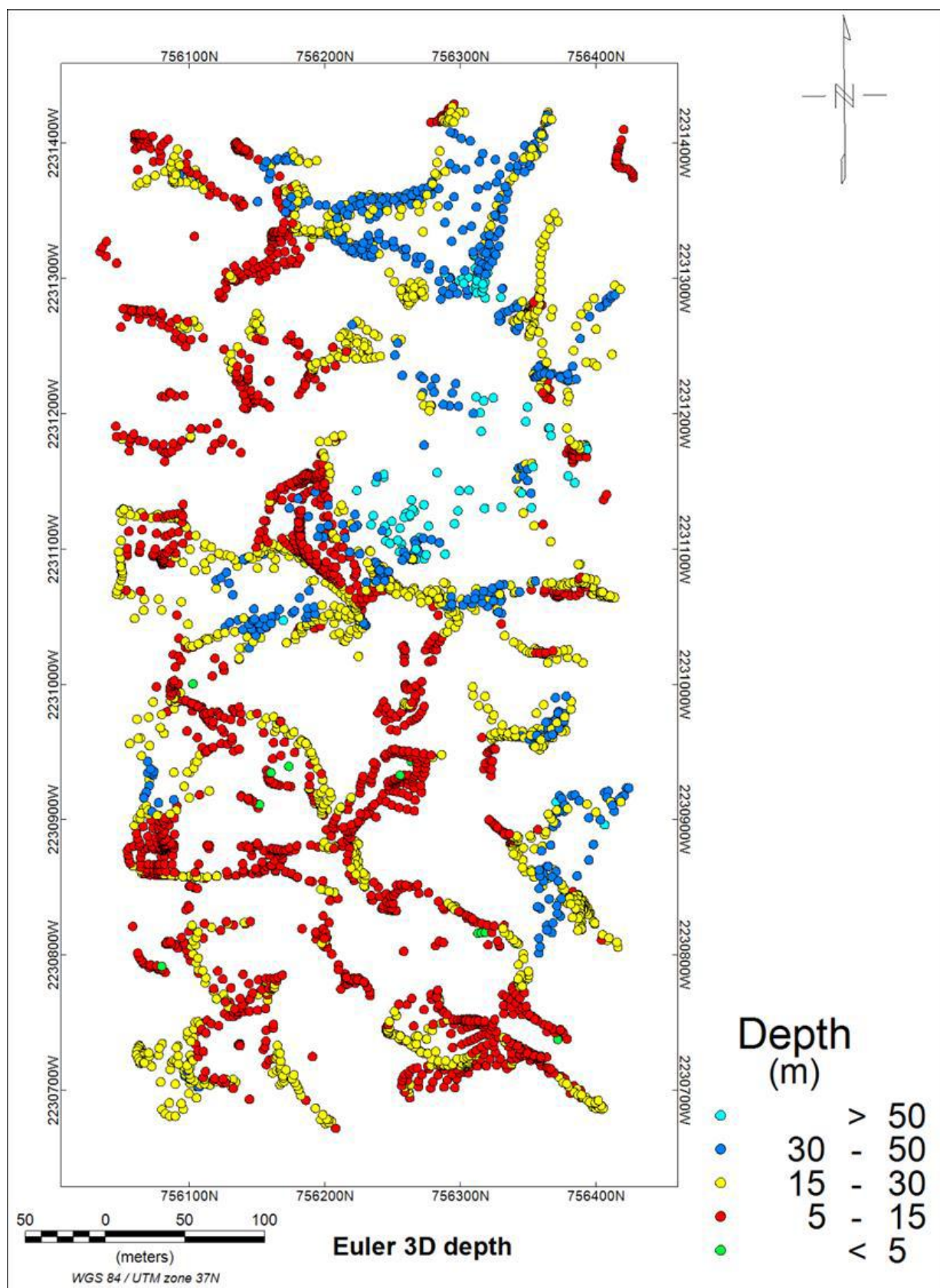


Рис. 5.22 Карта Ейлерової деконволюції, що дозволяє визначати глибину та характер структурних порушень;

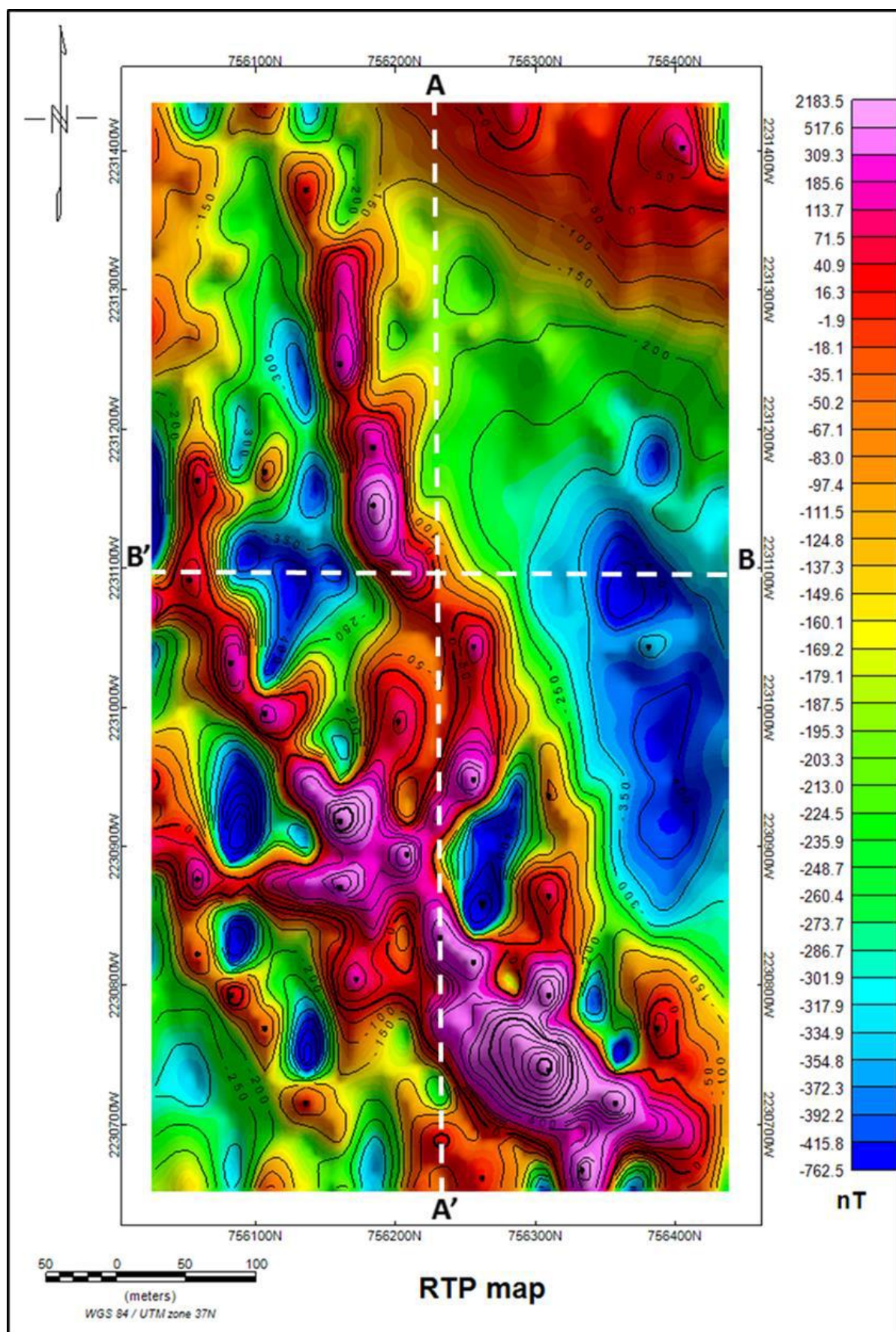


Рис. 5.23 RTP-карта магнітних аномалій, на якій показано розташування
вибраних профілів для 2D моделювання;

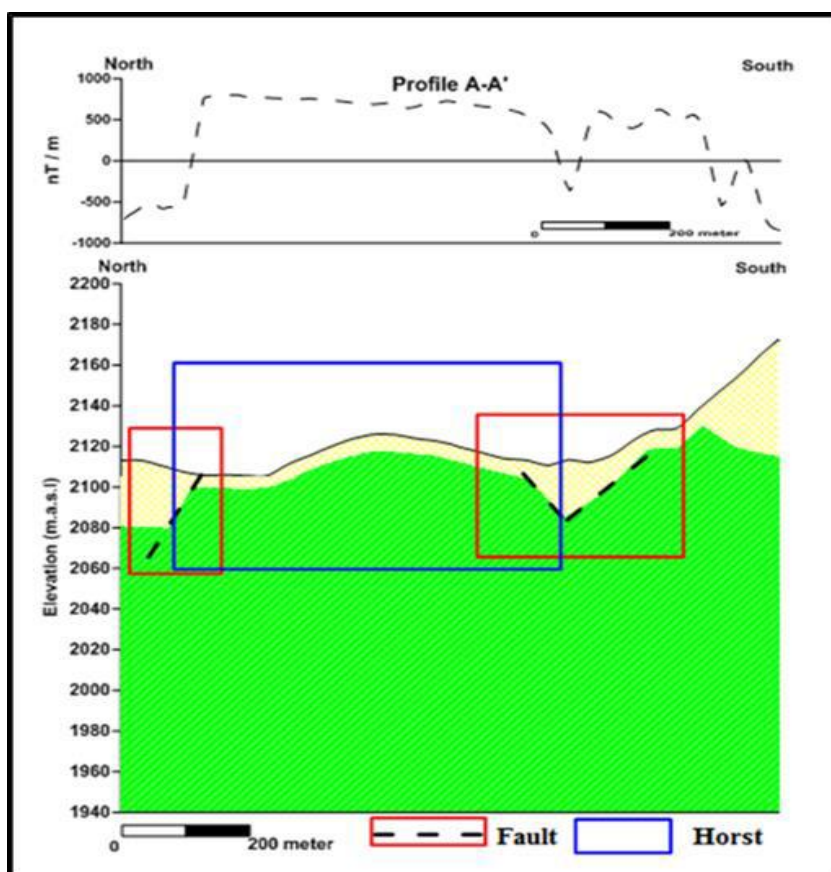


Рис. 5.24 Двовимірні магнітні моделі вздовж профілів А-А’

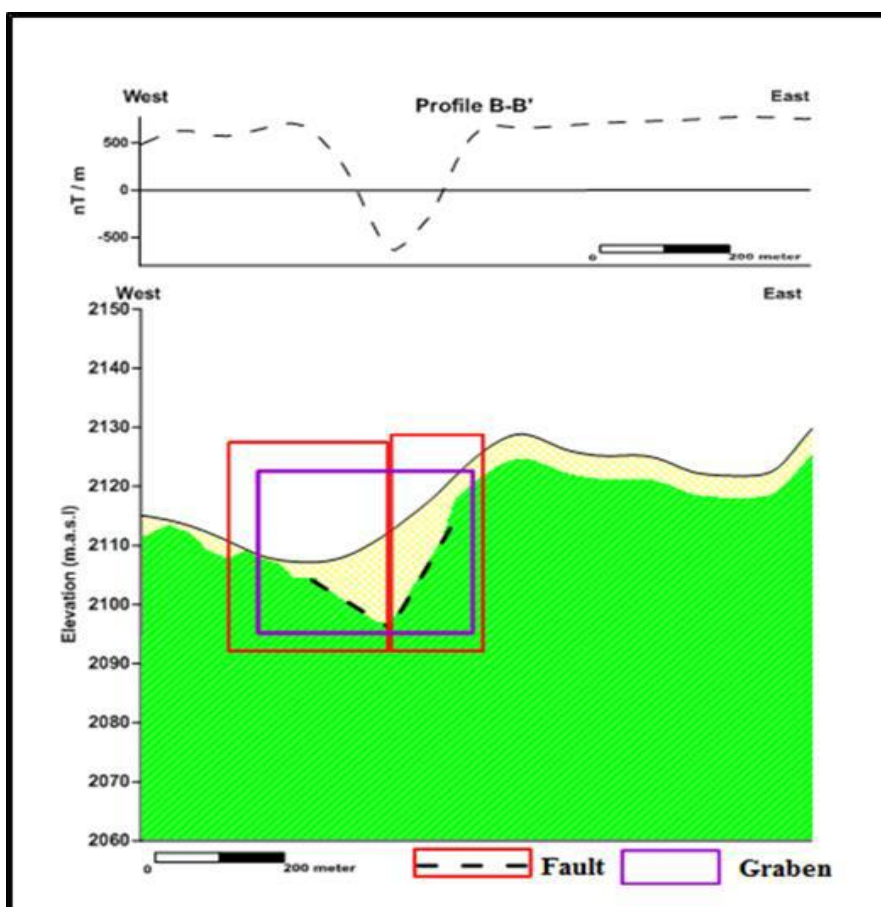


Рис. 5.25 Двовимірні магнітні моделі вздовж профілів В-В’;

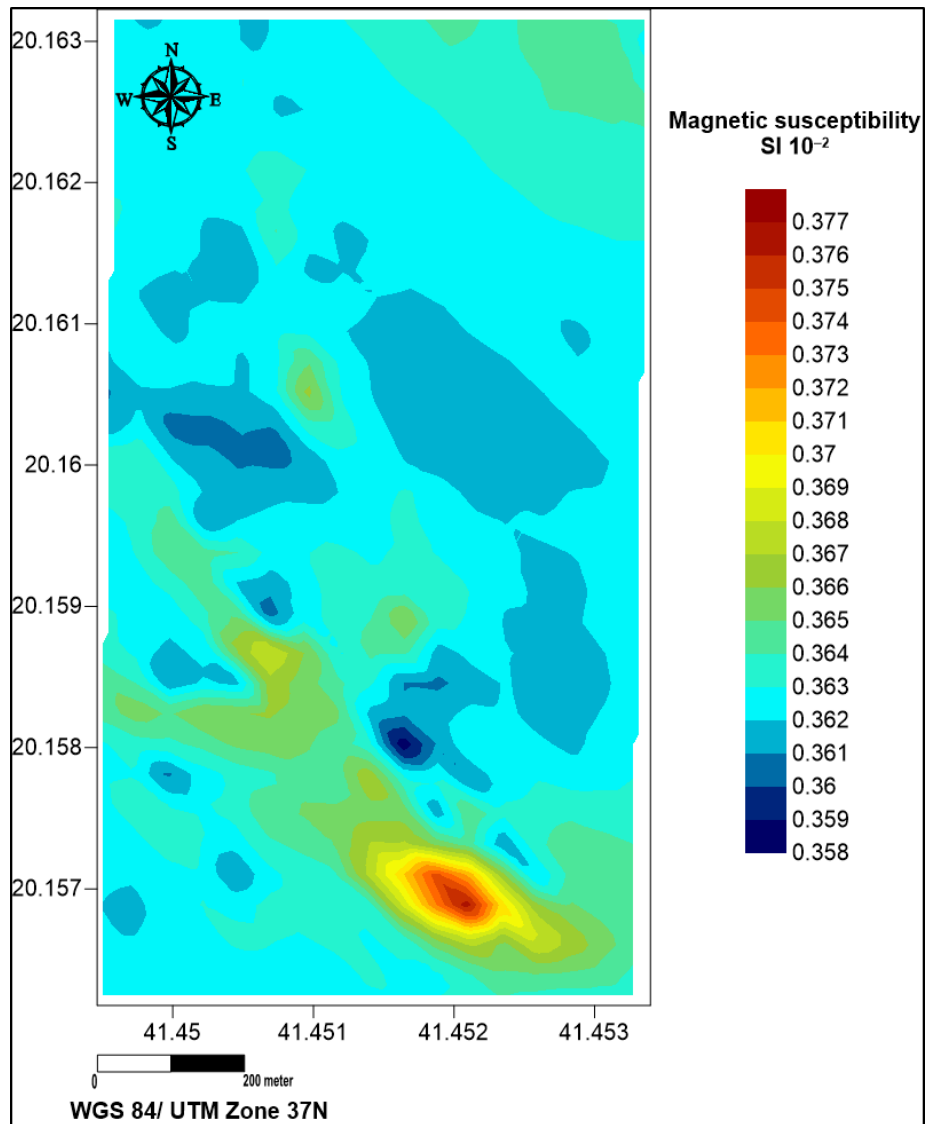


Рис. 5.26 Карта магнітної сприйнятливості району.

Етапи інтерпретації TDEM-даних

Обробка та інтерпретація електромагнітних матеріалів здійснювалася у два основні етапи:

1. Перший етап – якісне виділення можливих цільових об'єктів

На цьому етапі виконано попередню інтерпретацію, під час якої визначено:

- можливі контури рудних тіл;
- глибину залягання електропровідних об'єктів;
- характер та форми аномалій;
- просторові межі зон зниженої провідності.

Виділення мішеней здійснювалось на основі аналізу:

- розмірів аномалій;
- контурів ізоліній;
- форми та амплітуди відхилень на профілях відгуку.

Цей етап дозволив визначити попередню модель розташування рудних тіл у межах досліджуваної структури.

2. Другий етап – кількісне визначення параметрів геоелектричних тіл

Для кількісної інтерпретації було використано:

- часові константи, отримані з кривих розпаду поля, що дозволяють оцінити якість провідника;
- моделювання кривих TDEM у пакеті Zond EM (2017);
- побудову геоелектричних розрізів, що відображають літологічну та структурну будову надр;
- ізопахові карти товщ шарів та їхніх глибин.

На цьому етапі визначали:

- фактичні значення питомого опору порід;
- товщину провідних та резистивних шарів;
- глибину залягання аномальних об'єктів;
- просторовий взаємозв'язок між різними геофізичними аномаліями.

Підсумкові результати етапу якісної та кількісної інтерпретації

Завдяки комплексній обробці даних TDEM було встановлено:

- наявність зон з дуже низькими значеннями електричного опору, які можуть відповідати сульфідній мінералізації міді та нікелю;
- чіткі кореляції між TDEM-аномаліями та магнітними виділеннями на RTP-картах;
- можливе простягання рудних тіл уздовж структурних ліній та зон розлому;
- закономірний зв'язок між геоморфологічними та геоелектричними характеристиками (підтверджується Рис 5.21).

5.3.2. Двовимірні зондування (профілі електричного опору)

Якщо координати кожного зондування відомі, можливо побудувати профілі розподілу електричного опору в межах дослідної площі. Через великий розкид значень опору вони були переведені у стандартний логарифмічний масштаб.

На кожній станції виконувалися три вимірювання при напругах 0.1, 1 і 10 В, причому кожне вимірювання повторювали 1000 разів, щоб отримати надійні дані для різних глибин. Після усереднення даних формували 1D модель, а подальше з'єднання станцій дозволило побудувати 2D розрізи розподілу опору вздовж профілів (Рис 5.27–5.33).

Характеристика виявлених аномалій

У результаті аналізу було визначено:

- Низькоомні ділянки трапляються як у приповерхневих умовах, так і на значних глибинах.
- Приповерхневі низькі опори фіксуються у зондуваннях 575, 650 та 725, з горизонтальною потужністю близько 100 м.
- Глибинне тіло проявляється у більшості профілів і має вигляд «каналу» або видовженої структури, що:
 - починається на сході у зондуванні 350 на висотах 2080–2060 м н.р.м.,
 - простягається на північ у зондуванні 375, де збільшується його діаметр,
 - досягає максимуму розвитку у профілі 400 (висоти 2040–2100 м н.р.м.),
 - зникає у зондуваннях 575 та 650,
 - знову з'являється у зондуванні 750, з незначним відхиленням на захід у зондуванні 1025.

Глибина залягання

- У зондуванні 350 глибина верху тіла становить ~75 м,
- у зондуванні 725 – лише ~25 м.

Значення опору:

Обидва тіла (мілке та глибоке) мають значення опору $0.01 - 1.2 \log_{10} \Omega \cdot m$, що може свідчити про можливі концентрації міді та нікелю.

Високі значення опору можуть відображати кристалічний фундамент.

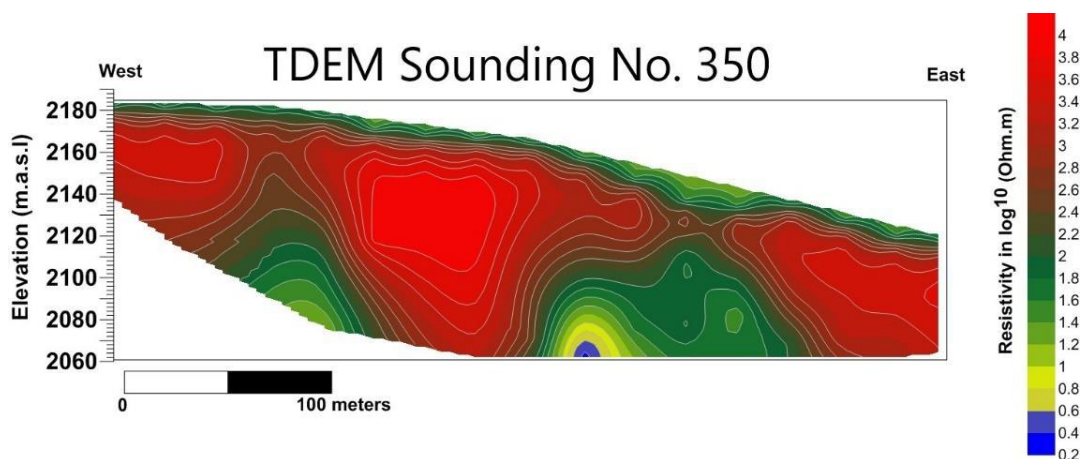


Рисунок 5.27 – TDEM sounding No. 350

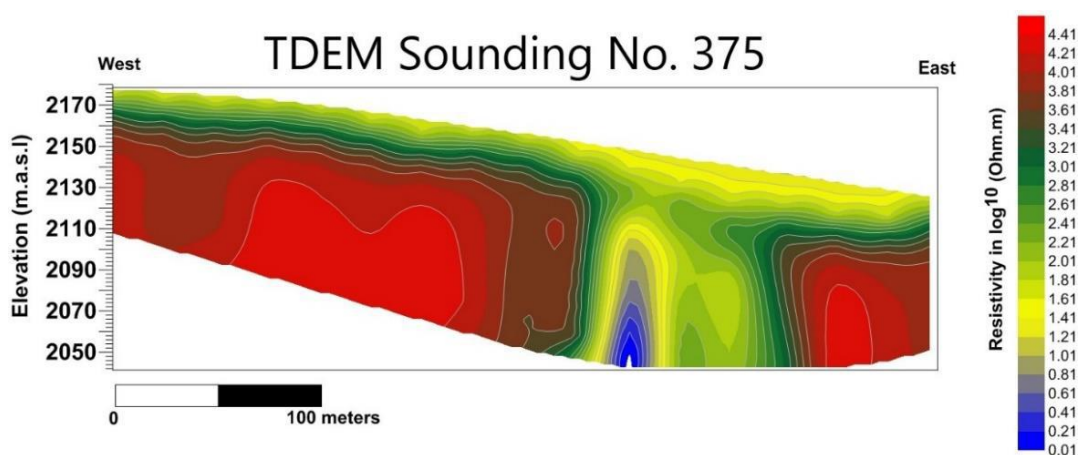


Рисунок 5.28 – TDEM sounding No. 375

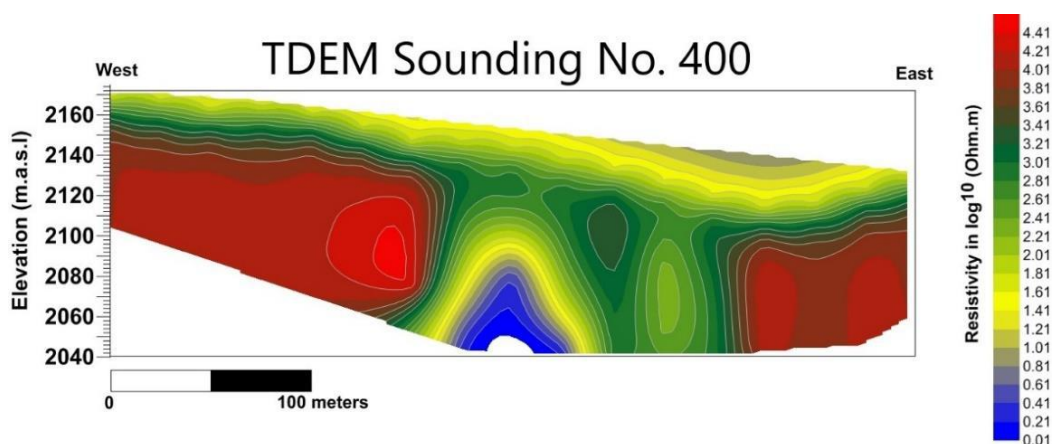


Рисунок 5.29 – TDEM sounding No. 400

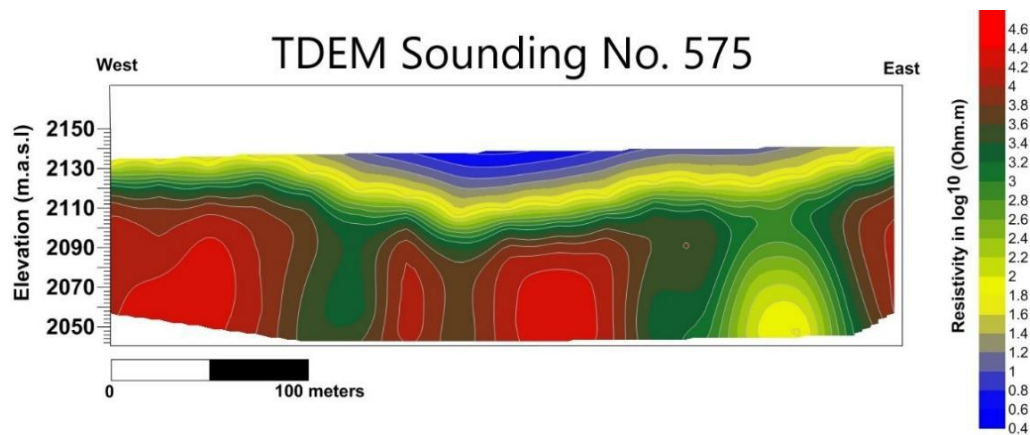


Рисунок 5.30 – TDEM sounding No. 575

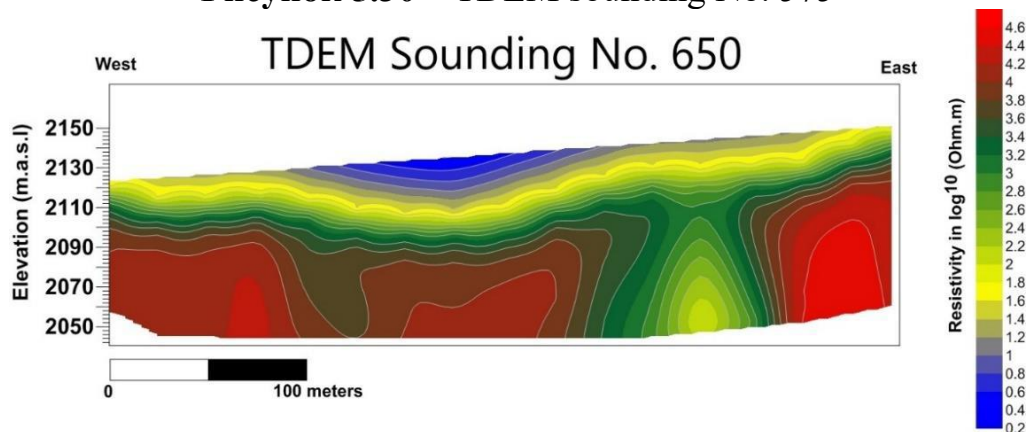


Рисунок 5.31 – TDEM sounding No. 650

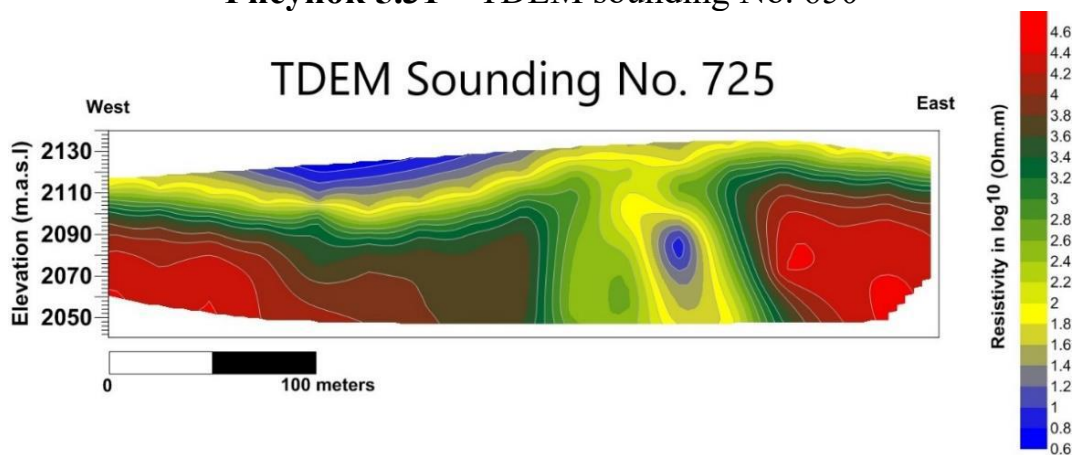


Рисунок 5.32 – TDEM sounding No. 725

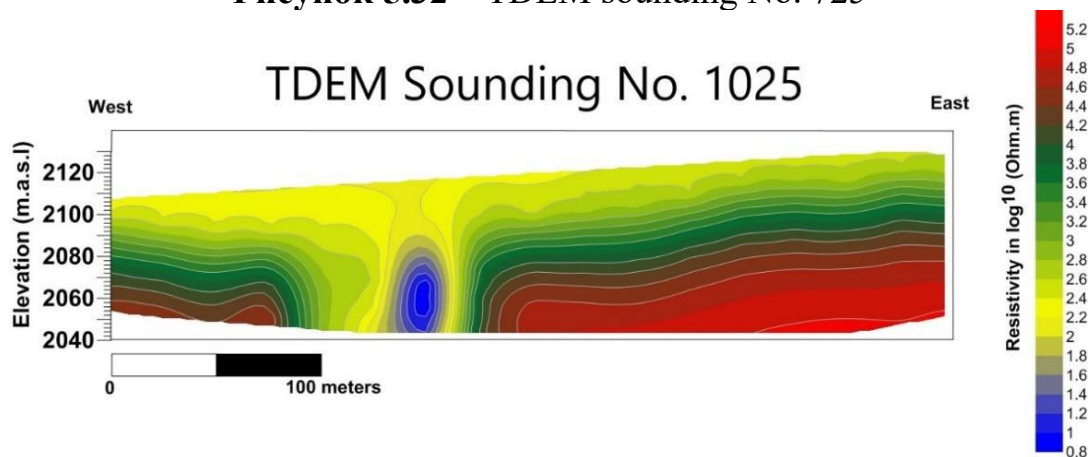


Рисунок 5.33 – TDEM sounding No. 1025

5.3.3. Двовимірний розподіл електричних опорів у розрізі (зміни з глибиною)

Для відображення просторового розподілу електричного опору у межах досліджуваного розрізу було побудовано п'ять карт, що відображають зміни опору на різних глибинних рівнях. Отримані результати показали наявність тіла з помітно зниженими значеннями електричного опору. Це аномальне тіло чітко проявляється на трьох верхніх картах, у діапазоні абсолютних висот від **2040 до 2115 м**, після чого зникає і знову простежується на рівні **2140 м над р.м.** (Рис 5.34).

Поверхневі шари досліджуваної території характеризуються високими та середніми значеннями питомого електричного опору. Такий розподіл властивий вивітреним кристалічним породам аридних регіонів, перекритим переміщеними відкладами. Підвищені значення опору можуть відповідати литології, що представлена гравієм, піском або змішаними уламковими відкладами (Рис 5.34а).

Дуже низькі значення опору відзначено у двох частинах розрізу:

1. У **приповерхневому інтервалі**, де зона зниженої електропровідності простягається на приблизно 100 м у центральній та західній частинах площі.
2. У **глибшій частині розрізу**, де формується суцільне глибоке тіло. Воно виявляється приблизно на глибині **25 м** у північному секторі профілю, зникає в центральній частині та знову проявляється у південній частині.

Обидві аномальні зони можуть відповідати зонам накопичення **міді та нікелю**, що узгоджується з результатами буріння та геохімічних досліджень у межах ділянки **Wadi Al Khadra**.

5.3.4. Тривимірний розподіл електричних опорів (3D-моделювання)

Для детального вивчення просторових меж аномальних провідних тіл було створено п'ять **3D-карт**, що відображають діапазони електричного опору: **0–1 $\Omega \cdot \text{м}$, 1–2 $\Omega \cdot \text{м}$, 2–3 $\Omega \cdot \text{м}$, 3–4 $\Omega \cdot \text{м}$ та 4–5 $\Omega \cdot \text{м}$** (Рис 5.35).

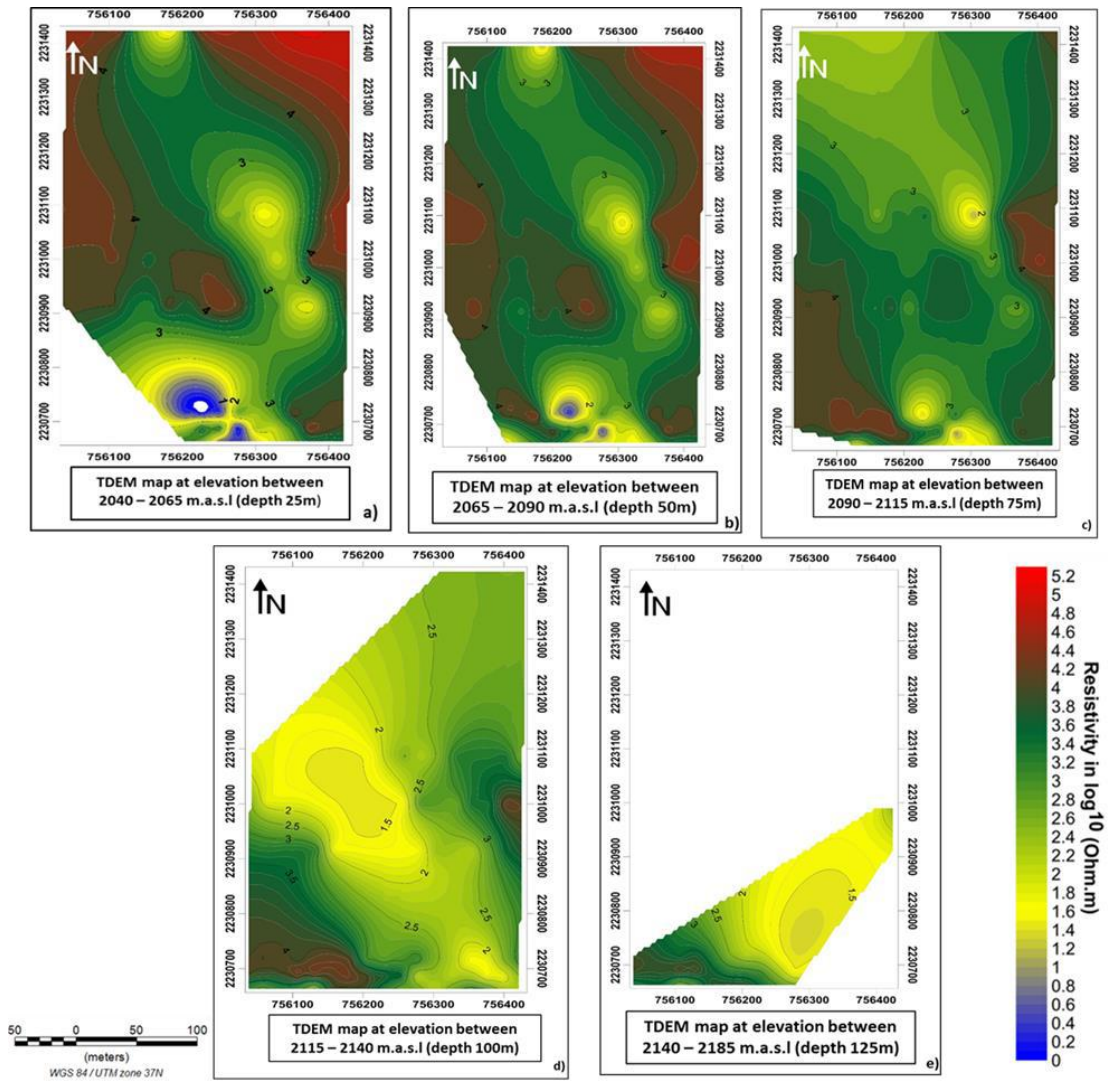


Рис. 5.34 Карти 2D TDEM зондування на різних рівнях глибини показують розподіл значень питомого опору.

Побудовані карти демонструють загальну тенденцію до збільшення питомої електричної опору у західному напрямку. Це може бути пов'язано з поступовим збільшенням потужності проникних товщ, тоді як східний сектор площі приурочений до підвищених топографічних рівнів.

3D-карти були отримані шляхом контурного картування значень уявного електричного опору для певної частоти, зареєстрованих на всіх TEM-станціях. Їх побудова значно сприяла інтерпретації електромагнітних даних, оскільки дозволила:

- виокремити різні шари, через які проходять штучні електромагнітні хвилі;

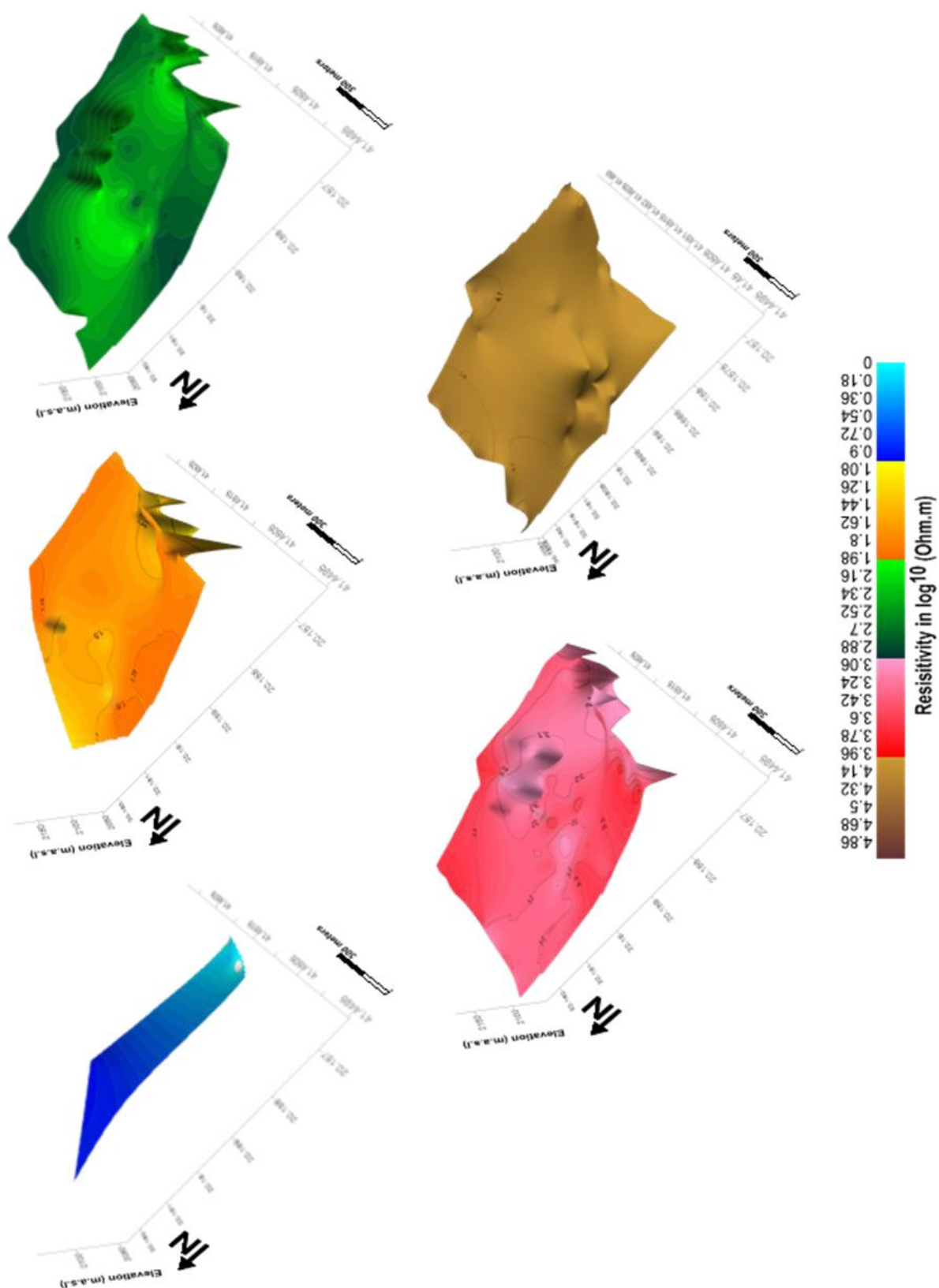


Рис. 5.35 3D карти зондування TDEM різної глибини показують розподіл значень питомого опору.

- визначити положення кристалічного фундаменту та зон ймовірної мінералізації;
- простежити латеральні зміни параметрів електричного опору на окремих горизонтах;
- окреслити потенційні області накопичення **Cu–Ni мінералів**;
- сформувати комплексне геолого-геофізичне уявлення про будову досліджуваної території.

Незважаючи на певне зближення значень у окремих секторах, у межах площі простежується виразний градієнт зміни опору. Такий характер розподілу може свідчити про відносну однорідність порід фундаменту за літологією та ступенем метаморфізму. Водночас різкі локальні зниження опору є маркерами можливих зон акумуляції **міді та нікелю**, оскільки їхні значення значно нижчі за середні значення для навколишніх порід.

Розділ 6. АНАЛІТИЧНА ЧАСТИНА /

ОБГОВОРЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ

У цьому розділі наведено інтерпретацію інтегрованих геофізичних та геологічних даних відповідно до дев'яти дослідницьких завдань, сформульованих у вступі. Обговорення охоплює оцінку ефективності різних геофізичних методів для картування рудних зон, структурних елементів, а також аналіз їх збіжності, відмінностей і придатності для подальших досліджень.

6.1. Можливості геофізичних методів для картування металевої мінералізації

На карті самочинної поляризації (СП) (Рис. 6.1) виділяються зони з негативними значеннями, що інтерпретуються як ділянки з підвищеною концентрацією електропровідних металів, зокрема нікелю, міді, магнетиту та супутніх сульфідів. Метод СП є неглибоким (до ~40 м) і дозволяє локалізувати зони активних окисно-відновних реакцій. Значення нижчі ніж -30 mV відповідають підвищеному вмісту металів.

Магнітна зйомка надає інформацію про глибші горизонти. На RTP карті (Рис. 6.2) позитивні аномалії вище $16,3$ nT вказують на збагачення магнітносприйнятливими мінералами (магнетит, нікель).

Метод TDEM дозволив побудувати серію двовимірних резистивітетних профілів, які трансформовано в набір карт із ізорезистивітетами на різних глибинах. На карті глибиною 25 м (Рис. 6.3) ділянки з резистивністю $<1,6 \Omega \cdot \text{m}$ інтерпретуються як області можливого збагачення сульфідними рудами. Інтегроване зіставлення СП, магнітної та TDEM карт (Рис. 6.4) підтверджує узгодженість локалізації металевої мінералізації.

6.2. Використання геофізичних методів для визначення орієнтації розломів

Інтерпретовані лінійні аномалії на магнітних, СП та TDEM картах дозволили виділити систему розломів (Рисунок 6.5). Сприятливі до виявлення

структури загалом мають напрямок NW–SE, що відповідає тектонічному тренду Червоного моря. На рисунку 6.6 наведені TDEM-зондування з відображенням положення цих розломів, а порівняння з геологічним картуванням (Рисунок 6.7) підтверджує достовірність більшості структурних інтерпретацій.

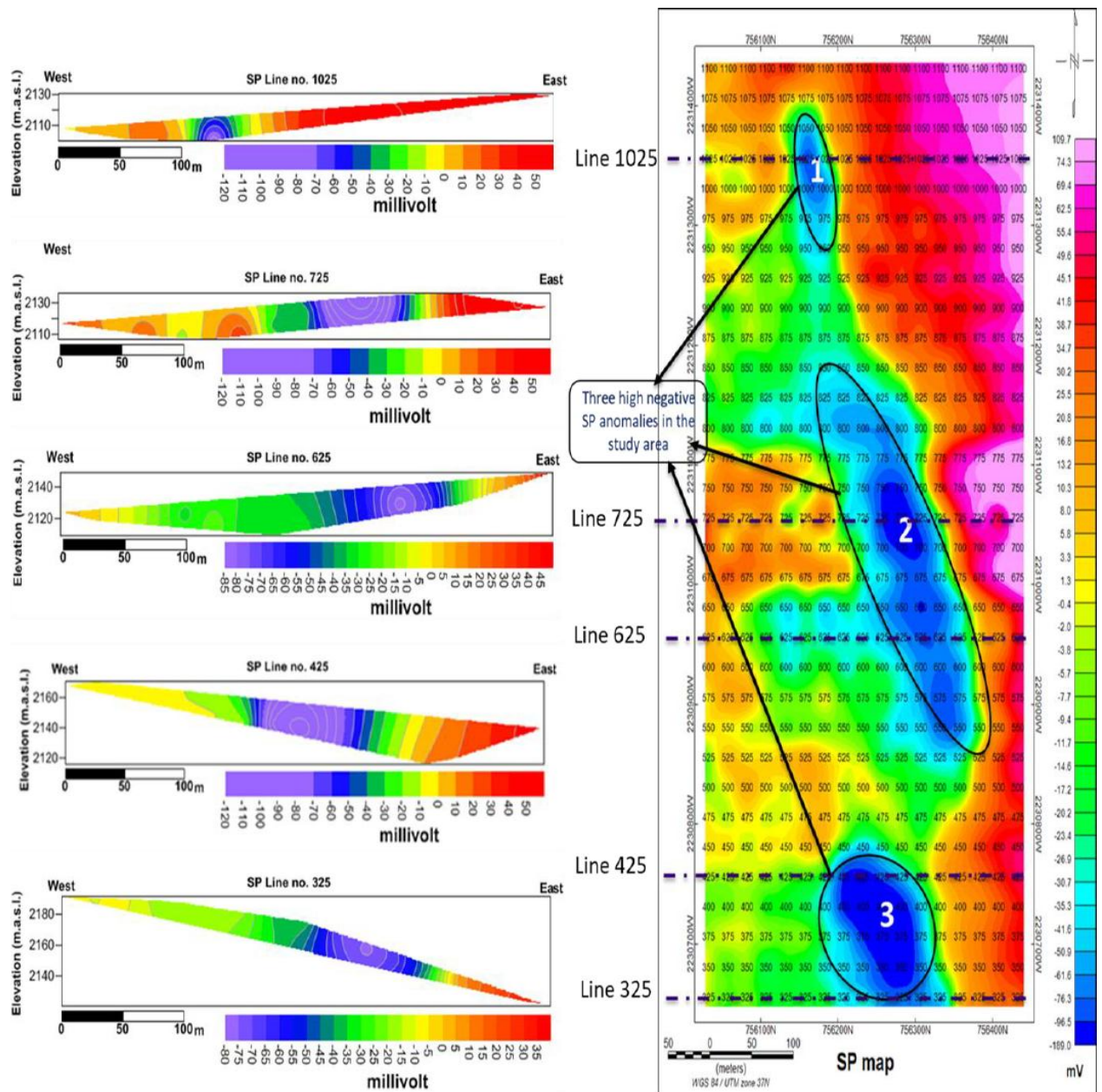


Рис. 6.1 Карта SP, що показує розподіл негативних аномалій SP досліджуваної області.

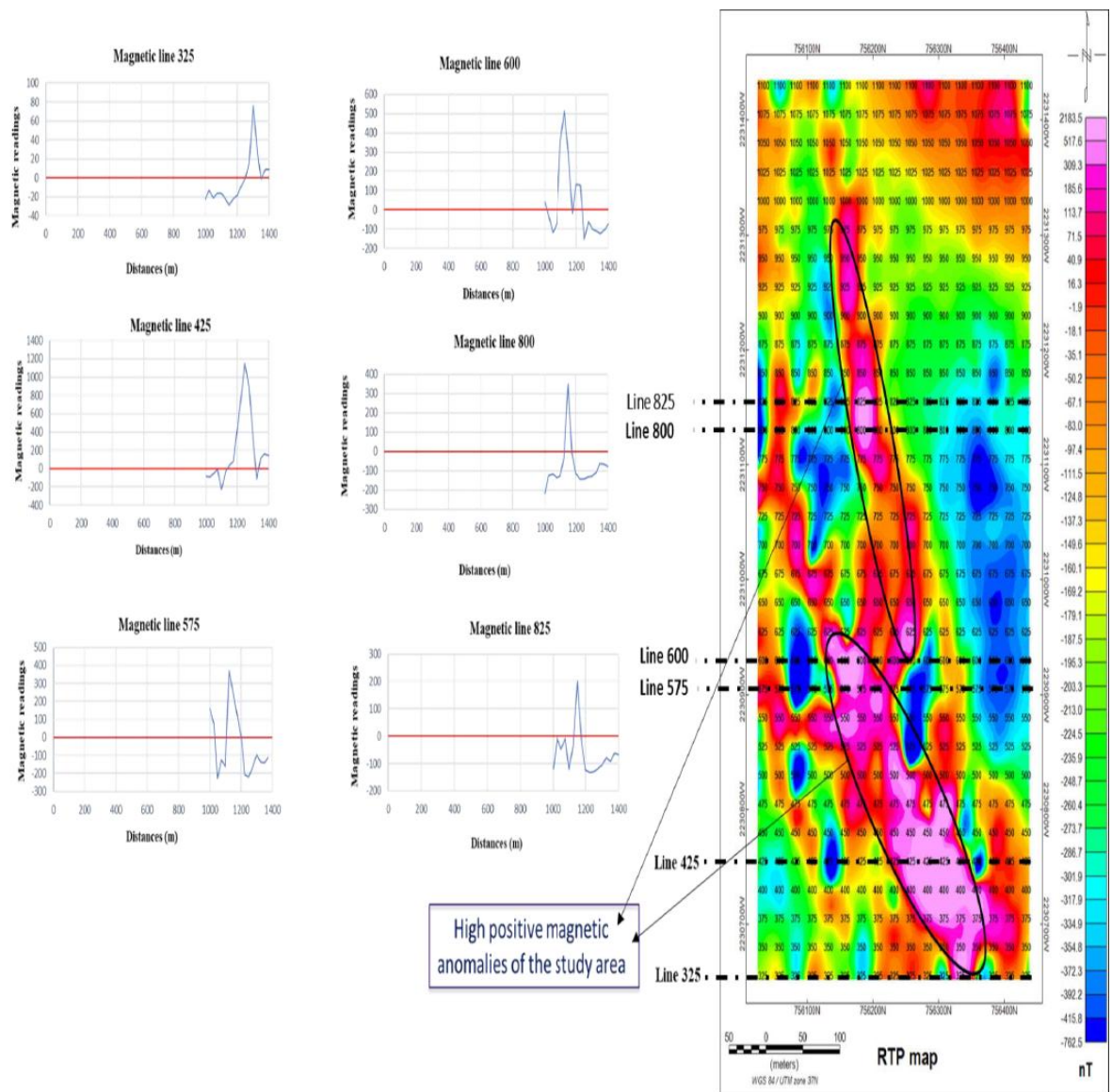


Рис. 6.2 Карта RTP, що показує розподіл позитивних магнітних аномалій досліджуваної області

6.3. Перевірка інтерпретацій СП, магнітних та TDEM даних за свердловинною та геолого-геохімічною інформацією

Згідно з результатами SGS (2013), рудні зони родовища Wadi Al Khadra мають характер вулканогенного масивного сульфідного зруденіння, що зазнало інтенсивної метасоматичної переробки. Геохімічний аналіз поверхневих проб Ni та Cu (Рис. 6.8) показав три основні центри концентрації: один на півдні та два в центральній частині району досліджень. Інтегрована інтерпретація SP, магнітних та TDEM даних підтверджує подібну просторову структуру аномалій (Рис. 6.9).

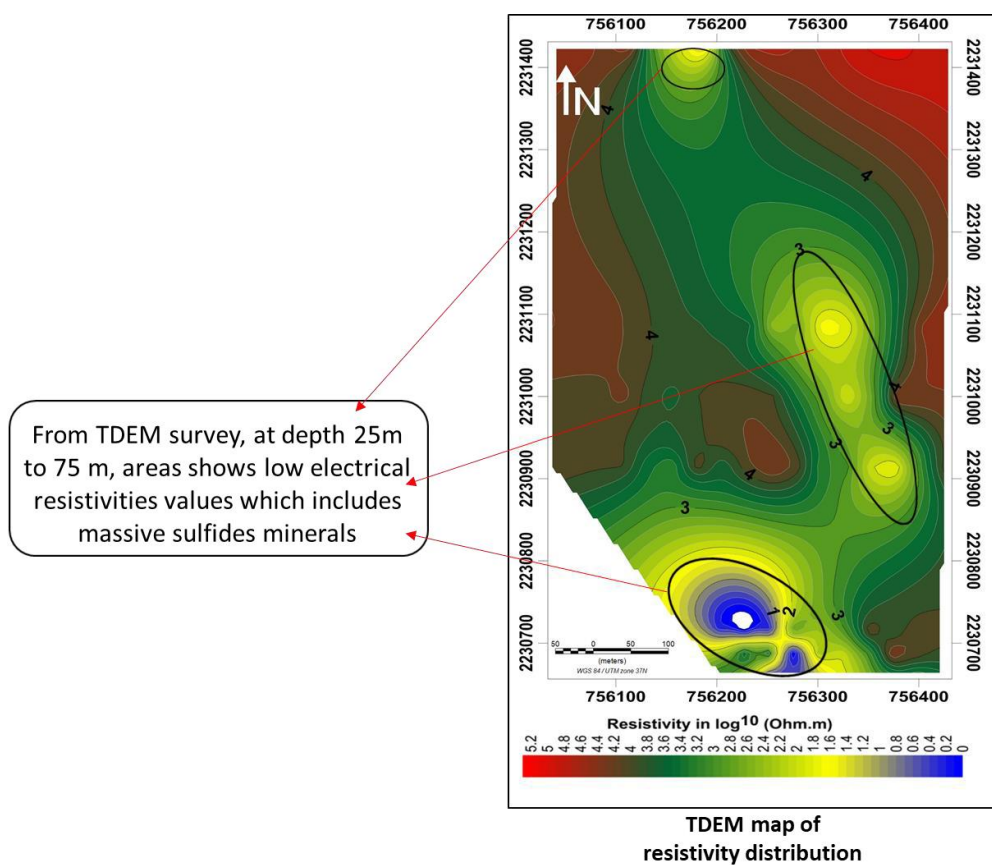


Рис. 6.3 Карта TDEM показує розподіл на глибині від 25 м до 75 м.

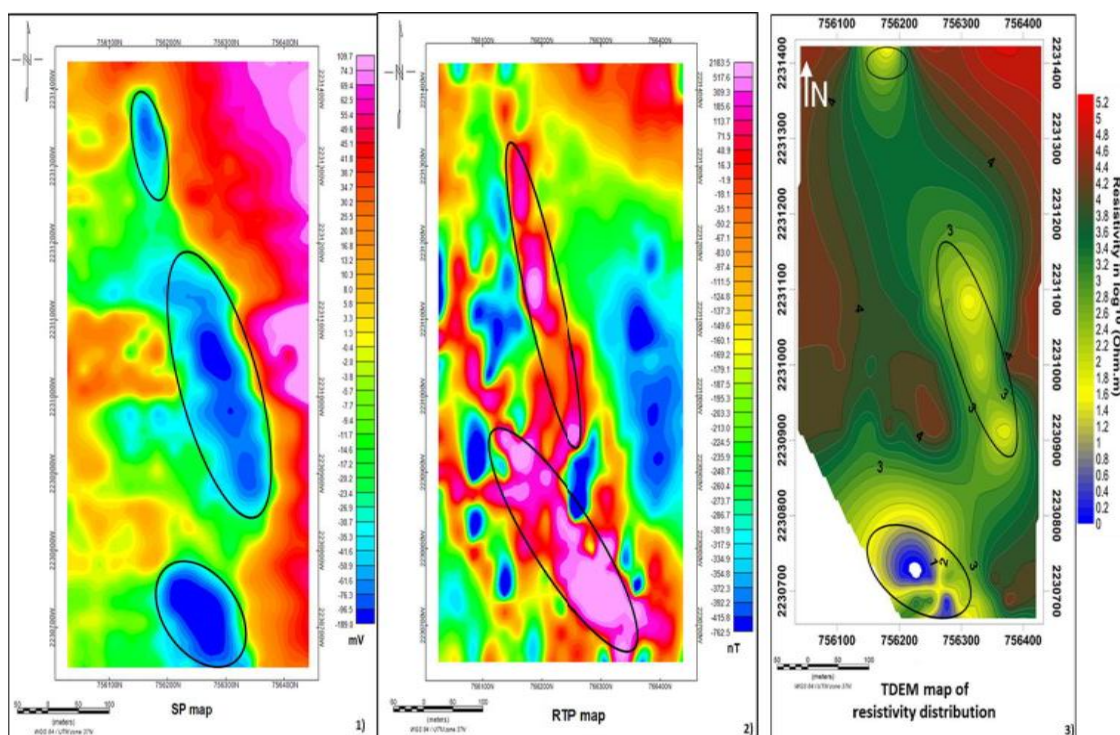


Рис. 6.4 Карти, отримані за трьома методами, що показують інтерпретований розподіл металевих мінералів у досліджуваній області. 1) карта SP (рис. 6.1), 2) карта RTP (рис. 6.2) та 3) карта TDEM (рис. 6.3)

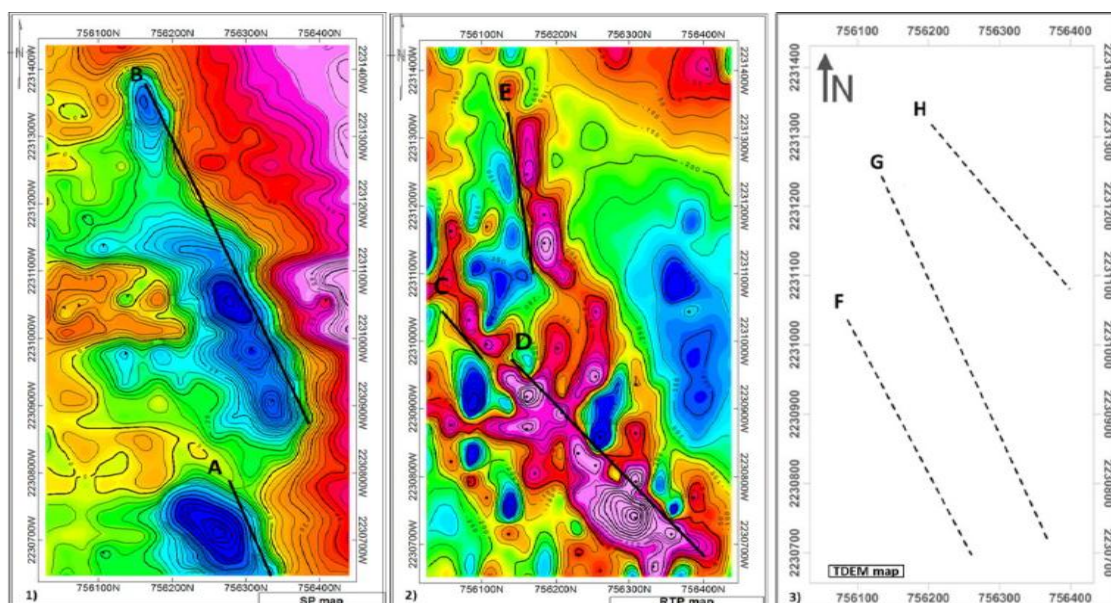


Рис. 6.5 Інтерпретовані тенденції розломів, накладені на 1) карту SP, 2) карту RTP та 3) карту TDEM.

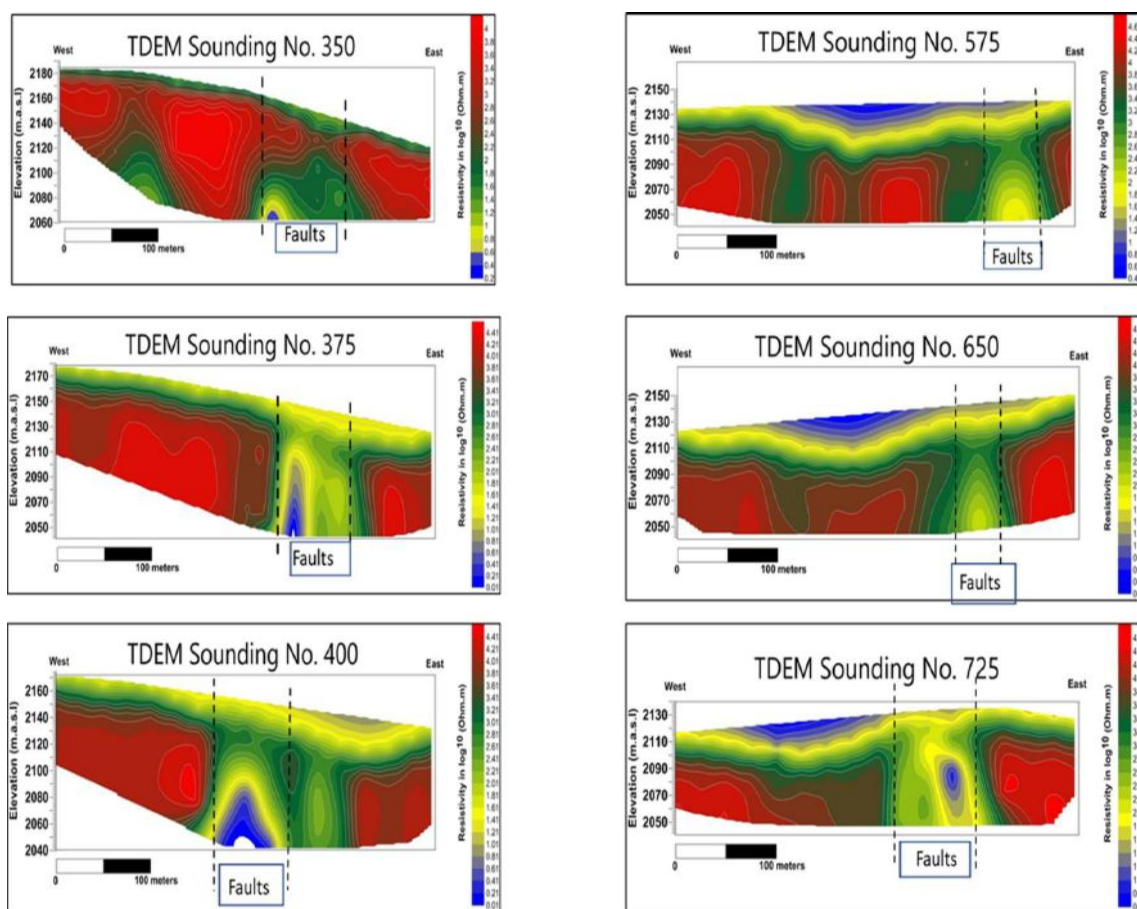


Рис. 6.6 Зондування TDEM, що показує інтерпретовані розломи.

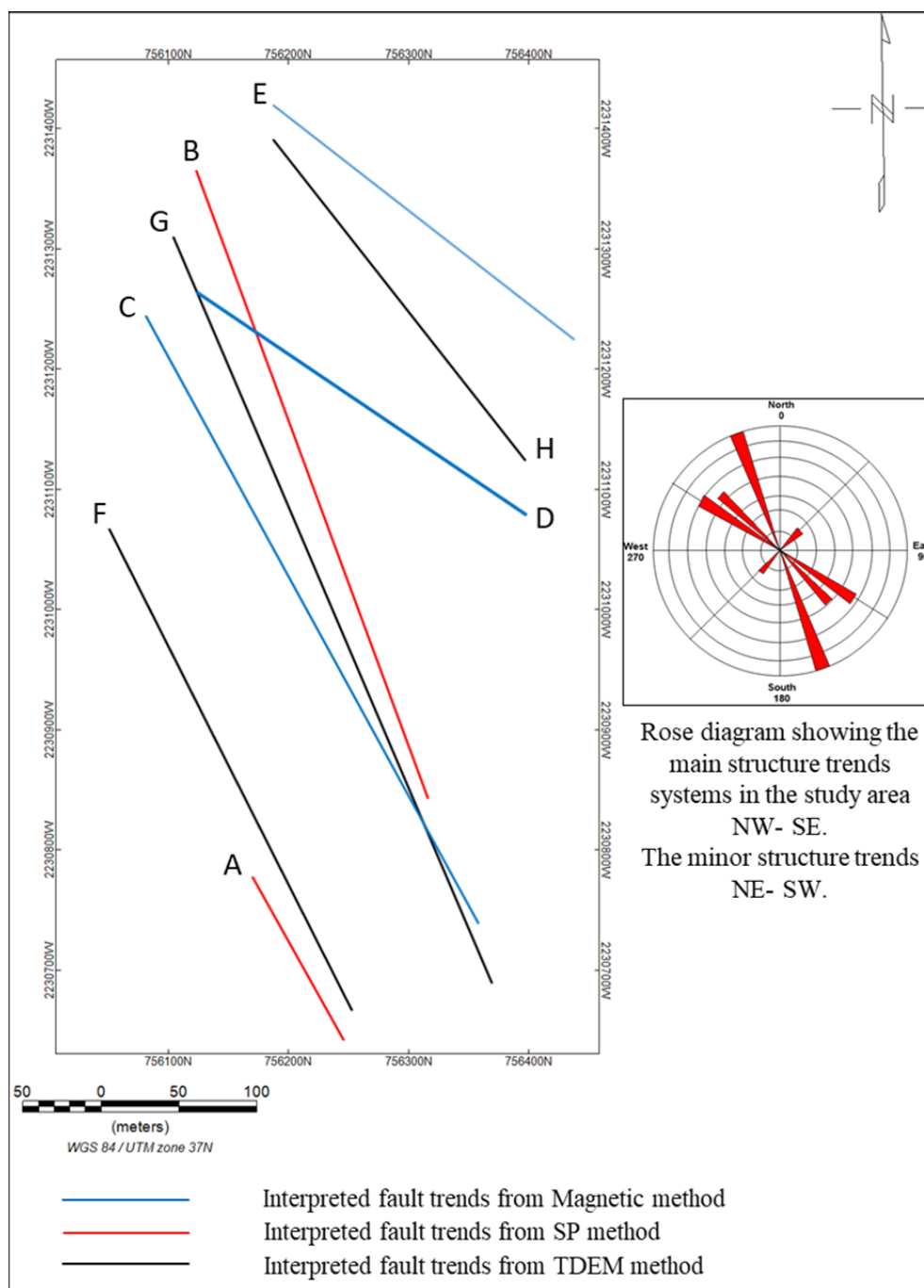


Рис. 6.7 Основні тенденції розломів, інтерпретовані на основі геофізичних даних.

СП-дані

Найбільші від'ємні аномалії на СП лінії 425 (Рис. 6.10) варіюють від 50 до -120 mV, що узгоджується з результатами буріння: окиснення відзначено на глибинах $>8,6$ м, а ядра свердловин містять нікель, мідь, магнетит, гематит, сліди піриту, піротину та халькопіриту.

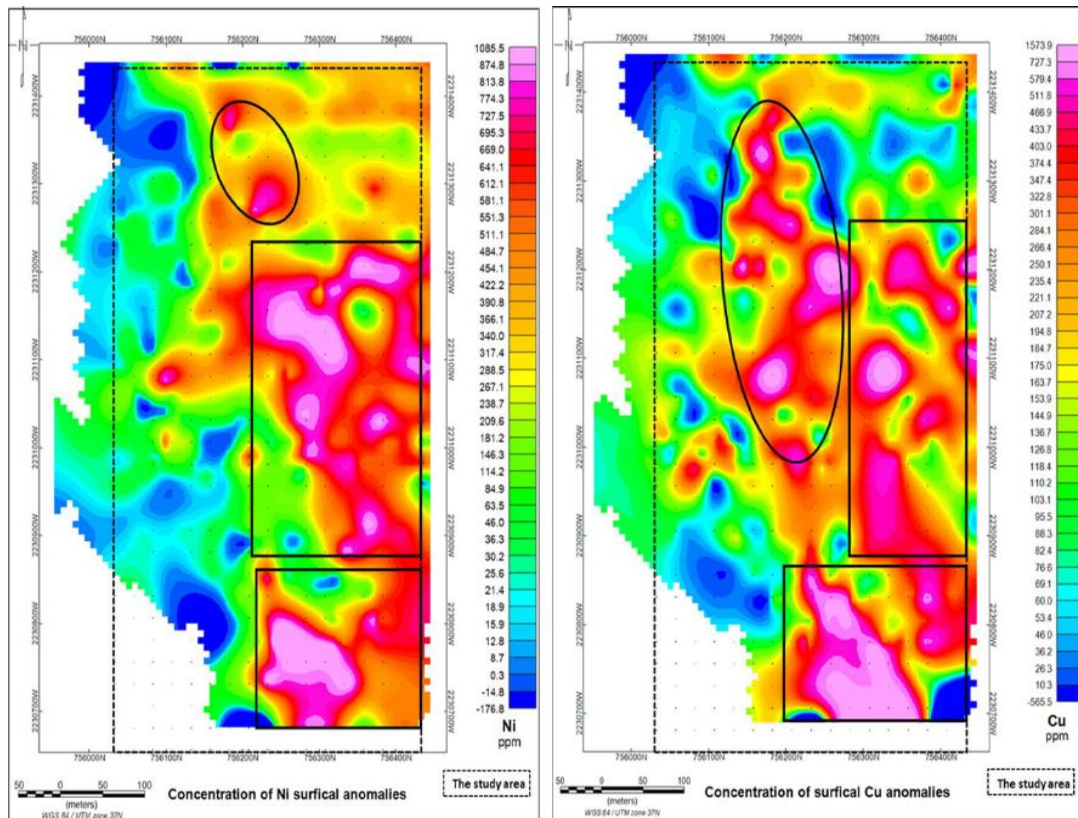


Рис. 6.8 Карти розподілу Ni та Cu в частинах на мільйон на основі поверхневих зразків, отриманих у досліджуваній області.

Магнітні дані

На магнітній лінії 425 (Рисунок 6.11) значення змінюються від -225 до $+1152$ nT. Глибини джерел, визначені методом деконволюції Ейлера, становлять 5–30 м. Свердловинні дані демонструють скупчення Cu–Ni та значну кількість Fe до глибини 35,40 м.

TDEM

Профіль TDEM 400 (Рисунок 6.12) має резистивності від 0.01 до $1.2 \Omega \cdot m$, що характерно для масивних сульфідів. На глибинах 54.15–60 м підтверджено підвищений вміст Cu та Ni. Розріз включає три основні електричні шари, що відповідають ультрамафічним лавам, ультрамафічним породам та масивній сульфідній зоні в мафічних породах.

Кожен геофізичний метод вніс окремий внесок у картування мінералізації, структурних елементів та виділення літологічних меж.

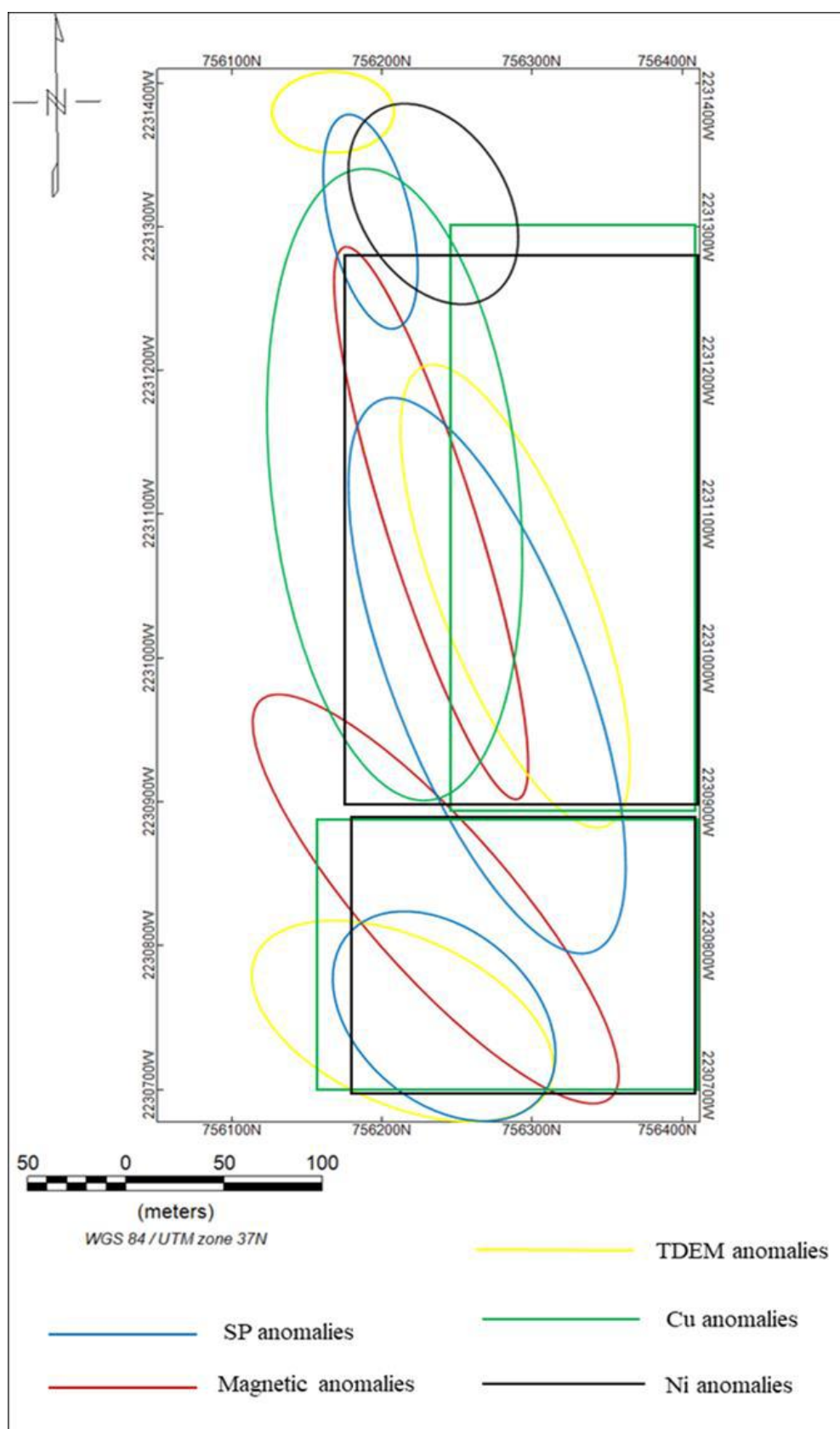


Рис. 6.9 Карта розподілу нікелевих/мідних родовищ у досліджуваній зоні, отримана з поверхневих зразків та з використанням інтегрованих геофізичних даних методів SP, Mag та TDEM.

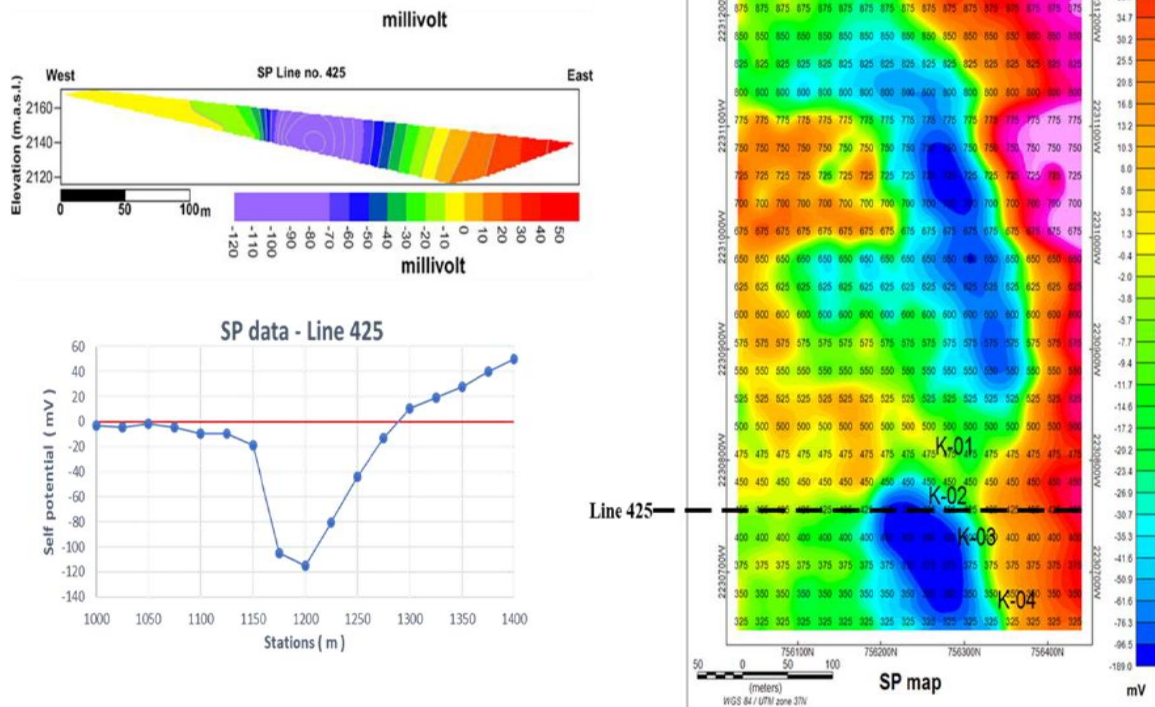


Рис. 6.10 Карта SP показує всі лінії обстеження, профіль SP лінії 425 показує від'ємні значення.

6.4. Відмінності та подібності в інтерпретаціях СП, магнітних та TDEM методів

Рисунок 6.4 узагальнює інтерпретацію трьох методів:

- СП виділяє окиснені зони з глибиною 10–40 м;
- магнітні дані показують високі позитивні аномалії, що відповідають магнетиту й нікелю на глибинах 5–50 м;
- TDEM фіксує низьку резистивність, характерну для масивних сульфідів Ni–Cu, на глибині 25–75 м.

Попри різні фізичні параметри, результати трьох методів демонструють просторову узгодженість аномалій.

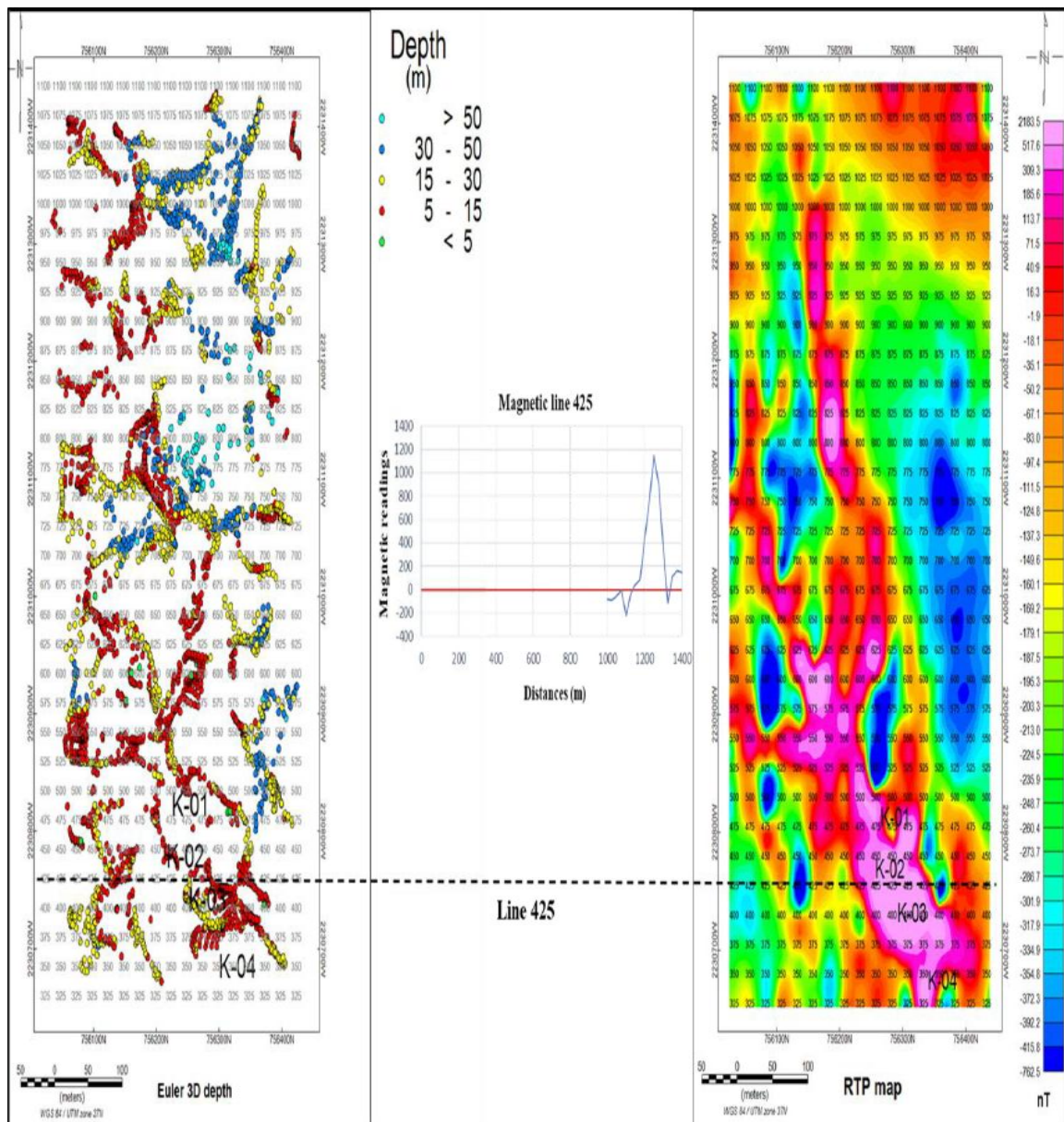


Рис. 6.11 Карта RTP показує всі магнітні лінії порівняно з картою глибини Ейлера, магнітний профіль лінії 425 показує високі позитивні значення амплітуд.

6.5. Оптимальні параметри польових робіт

Сітка зйомки 80×40 м зі спейсингом 25 м була обрана з урахуванням складного рельєфу та необхідності детального структурного картування. Першим етапом виконувалась магнітна зйомка – швидка та інформативна, що дозволило оптимізувати місця для СП та TDEM вимірювань. Для майбутніх робіт рекомендовано розширити зйомку на південну частину району та починати дослідження саме з магнітного методу.

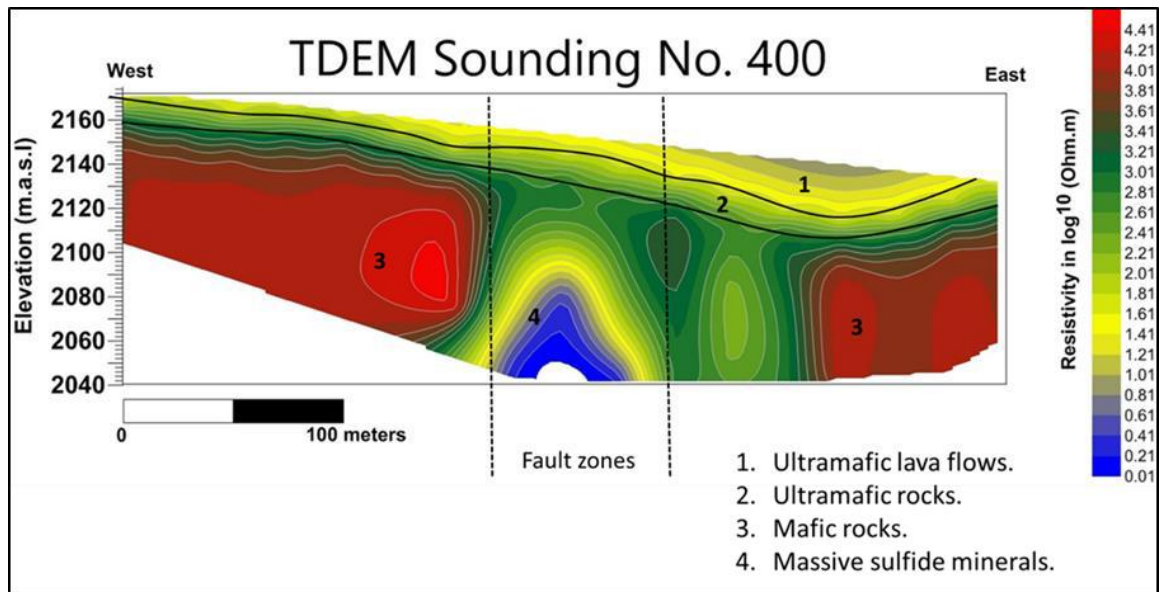


Рис. 6.12 Зондування TDEM 400, що показує літологічні особливості.

6.6. Оптимальні параметри обробки даних

Для обробки використовувалися:

- SP – Geosoft Oasis Montaj™;
- Mag – Geosoft Oasis Montaj™ та Golden Surfer;
- TDEM – Zond EM 2D.

Найкраще спрацювали RTP-фільтри та деконволюція Ейлера. Неефективним виявився лише downward continuation для магнітних даних через неглибокі цілі. TDEM-дані оброблялися з урахуванням багаторазових циклів вимірювань для підвищення сигнал/шум.

6.7. Оптимальні підходи до інтерпретації

- Магнітні дані дозволили диференціювати магматичні та осадові породи.
- СП – виділити зони можливих рудних джерел.
- TDEM – встановити вертикальний розподіл резистивності та глибину залягання сульфідних тіл.

Надійність інтерпретацій значно зростає при інтеграції геофізичних даних зі свердловинними та геологічними спостереженнями.

6.8. Переваги та обмеження методів СП, магнітної зйомки та TDEM

СП – переваги:

- швидкість, низька вартість, мінімальна кількість обладнання;
- ефективність для пошуку окисно-відновних зон.

Обмеження: неглибоке зондування (<40 м), можливість негеологічних джерел аномалій.

Магнітні методи – переваги:

- швидкість, можливість покриття великих площ (включно з аерозйомкою);
- ефективність для виявлення магнетиту й структур.

Обмеження: не виявляє немагнітні руди, складність кількісної інтерпретації.

TDEM – переваги:

- чутливість до електропровідних металів;
- висока глибина дослідження (>50 м);
- точність при наявності бурових даних.

Обмеження: чутливість до культурних перешкод (лінії електропередач, труби, паркани).

ВИСНОВКИ

У цій роботі було комплексно досліджено ефективність застосування методів SP, MAG та TDEM для картування зон мінералізації та структурних особливостей геологічного середовища. Поставлені цілі дослідження були повністю реалізовані, а отримані результати дозволили зробити такі узагальнення:

1. Можливості методів SP, MAG та TDEM у виявленні мінералізації

Дослідження підтвердило, що всі три методи є високоефективними інструментами для пошуку та картування зон сульфідної мінералізації.

- SP чітко виділив три зони різко негативних потенціалів, які відображають електрохімічні ефекти, спричинені присутністю провідних рудних тіл.

- Магнітна зйомка (RTP, модель 2D) ідентифікувала дві виразні ділянки з високими позитивними магнітними аномаліями, що відповідають зонам підвищеної концентрації магнітних мінералів.

- TDEM показав три аномальні області зі зниженими опорами, характерними для провідних рудних тіл, що добре узгоджується зі SP та MAG.

У цілому, комбіноване застосування трьох методів дозволило виділити три перспективні рудні вузли, ймовірно збагачені міддю та нікелем.

2. Визначення структур, що контролюють рудні зони

На основі RTP, деривативів нахилу, аплікацій «upward continuation» та 2D-магнітного моделювання визначено, що:

- головні структурні елементи орієнтовані у напрямку NW–SE;
- зафіксовано чергування горстів і грабенів;
- розломні порушення контролюють розміщення аномалій SP, MAG і TDEM;
- за результатами Ейлерової деконволюції глибини джерел становлять у середньому ~94 м, з варіаціями від 5 до 50 м за магнітними даними.

Ці структури співпадають з геологічними спостереженнями та підтверджують тектонічний контроль мінералізації.

3. Співставлення геофізичних інтерпретацій із свердловинними та геологічними даними

Порівняння результатів SP, MAG та TDEM із:

- даними хімічного аналізу кернів,
- поверхневими геологічними спостереженнями,
- літологічними колонками,
- показало високий ступінь узгодженості.

Рудні перетини в свердловинах простежуються в межах зон низьких опорів (TDEM), негативних потенціалів (SP) та високих магнітних аномалій (MAG). Це підтверджує достовірність геофізичної моделі та дозволяє оцінювати глибину та протяжність рудних тіл з достатньою точністю.

4. Подібності та відмінності між результатами SP, MAG та TDEM

Подібності:

- усі три методи відображають однакові три головні рудні вузли;
- геометрія аномалій корелює в просторі;
- методи чутливі до провідних сульфідних тіл.

Відмінності:

- SP фіксує переважно приповерхневі ефекти (10–40 м);
- MAG відображає як поверхневі, так і глибші джерела (5–50 м), але реагує сильніше на наявність магнітних мінералів (у т.ч. домішок Fe);
- TDEM більш чутливий до струмопровідних тіл та дозволяє простежувати глибину аномалій (25–75 м).

Різниця у поведінці аномалій пояснюється фізичними властивостями Cu- та Ni-руд, їх магнітною сприйнятливістю та електропровідністю.

5. Оптимальні параметри отримання та обробки даних

На основі аналізу даних обґрунтовано оптимальні технічні параметри:

- для SP – необхідність згущеної сітки у зонах структурних порушень;
- для MAG – застосування RTP, tilt derivative та Ейлерової деконволюції для підвищення роздільності;

- для TDEM – три рівні напруги (0.1, 1, 10 V), повтори 1000 разів для мінімізації шуму, логарифмічна шкала відображення опорів, використання Zond EM для інверсії.

Ці параметри довели високу якість результатів та дозволили зменшити вплив техногенних та природних завад.

6. Сильні та слабкі сторони застосованих методів

SP – сильні сторони:

- висока чутливість до приповерхневої мінералізації;
- низька собівартість виконання.

SP – слабкі сторони:

- значна залежність від умов поверхні;
- обмежена глибина дослідження.

MAG – сильні сторони:

- можливість картувати структури на великих глибинах;
- висока роздільність RTP-карт.

MAG – слабкі сторони:

- неоднозначність інтерпретації;
- вплив немагнітних мінералів виражений слабше.

TDEM – сильні сторони:

- точне визначення глибини та потужності провідних тіл;
- висока контрастність між рудними та нерудними породами.

TDEM – слабкі сторони:

- потребує ретельного калібрування;
- чутливий до електромагнітних завад.

Загальний висновок

Комплексний аналіз SP, MAG та TDEM у поєднанні з даними свердловин дозволив виділити три перспективні ділянки, які потенційно містять економічно значущі скупчення міді та нікелю. Ідентифіковані рудні зони контролюються системою розломів NW–SE та корелюють з геологічною моделлю регіону. Інтеграція даних трьох методів довела свою високу ефективність і може бути рекомендована як базовий підхід у подальшому пошуку та оцінці рудних полів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Quick J. E., Bosch P. S. Tectonic history of the Northern Nabitah Fault Zone, Arabian Shield, Kingdom of Saudi Arabia. — Denver : U.S. Geological Survey, 1990. — Report prepared in cooperation with the Deputy Ministry for Mineral Resources, Saudi Arabia.
2. Ade-Hall J. M. The magnetic properties of some submarine oceanic lavas // *Geophysical Journal*. — 1964. — Vol. 9, No. 1. — P. 85–92.
3. Zohdy A. A. R., Eaton G. P., Mabey D. R. Application of surface geophysics to ground-water investigations. — Washington : U.S. Geological Survey, 1974.
4. Affleck J. Magnetic anomaly trend and spacing patterns. — Tulsa : Society of Exploration Geophysicists, 1963.
5. U.S. Environmental Agency. Time-domain electromagnetic methods. — Washington, 2016.
6. Singarimbun A., Djamal M., Meliaweti F. Self-potential methods on geothermal exploration (case study: Mount Patuha, West Java, Indonesia) // *Recent Researches in Geography, Geology, Energy, Environment and Biomedicine*. — Year not specified.
7. Al-Awsat A. Saudi Arabia: Minerals geological storage exceeds \$13 trillion // *Asharq Al-Awsat*. — 2018. — URL: <https://aawsat.com/english/home/article/1325596/saudi-arabia-minerals-geological-storage-exceeds-13-trillion> (дата звернення: 2018).
8. Aljahdali N., Fscarrach R., Khalil I. et al. Geology and mineralization of Wadi Al Khadra Cu–Ni ore prospect, Wadi Bidah District, southwest region, Kingdom of Saudi Arabia. — Jeddah : Saudi Geological Survey, 2015.
9. Al-Quorashi H. E., Al-Ghamdi M. A., Al-Eissa A. M. Assessment of prospects at Umm Ad Damar (23/41A). — Jeddah : Saudi Arabian Directorate General of Mineral Resources, 1989. — 160 p.
10. Alshanti A. M. Geology of the Arabian Shield of Saudi Arabia. — Jeddah : Scientific Publishing Center, King Abdulaziz University, 2009.
11. Alshanti P. A. Mineral deposits of the Kingdom of Saudi Arabia. — Jeddah, 2009.

12. Al-Zahrani A. A. Mining in Al-Baha region, south-western Saudi Arabia, in Islamic era: the archaeology of Asham : PhD dissertation. — York : University of York, 2014.
13. Helmenstine A. M. Copper facts: chemical and physical properties. — ThoughtCo, 2019.
14. Helmenstine A. M. Nickel element facts and properties. — ThoughtCo, 2019.
15. Azunna D. E., Chukwu G. U. Investigation of graphite and sulphide minerals in some parts of southern Umuahia using self-potential anomalies // *Journal of Geography, Environment and Earth Science*. — 2018. — May.
16. Blakely R. J. Potential theory in gravity and magnetic applications. — Cambridge : Cambridge University Press, 1995.
17. Bournant G. Jabal Sayid copper–zinc deposits: synthesis of work and results of 1971–1974. — Jeddah : Deputy Ministry for Mineral Resources, 1981.
18. Carter R. B., Tayeb J. Jabal Mardah: examples of low-temperature volcanogenic pyrite and nickel deposits. — Jeddah : Saudi Arabian Directorate General of Mineral Resources, 1989.
19. Royal Society of Chemistry. Periodic table. — 2019. — URL: <http://www.rsc.org/periodic-table> (дата звернення: 2019).
20. Chevremont P., Johan Z. Wadi Kamal–Wadi Murratijah ultramafic-mafic layered complex. — Open-File Report BRGM-OF-01-36. — Jeddah : Deputy Ministry for Mineral Resources, 1981. — 143 p.
21. Industrial Cluster. Natural resources. — 2019. — URL: <https://ic.gov.sa> (дата звернення: 2019).
22. CSA. Discovery guides: a brief history of copper. — 2008.
23. CRC Handbook of Chemistry and Physics. — 18th ed. — Boca Raton : CRC Press, 2010.
24. Donzeau M. Geological study of the Jabal Ash Shizm prospect. — Paris : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 1980.
25. Export.gov. Saudi Arabia – mining and minerals. — 2018. — URL: <https://www.export.gov/article?id=Saudi-Arabia-Mining-and-Minerals> (дата звернення: 2018).

26. Cater F. W., Johnson P. R. Explanatory notes to the geologic map of the Jabal Ibrahim quadrangle. — Jeddah : Ministry of Petroleum and Mineral Resources, 1986.
27. Greenwood W. Geology of the Jabal Ibrahim quadrangle, sheet 20/41C, Kingdom of Saudi Arabia. — Geoscience Map GM-22. — Jeddah : DGMR, 1975. — 18 p.
28. Haldar S. K. Mineral exploration: principles and applications. — Amsterdam : Elsevier, 2013.
29. Nyquist J. E., Corry C. E. Self-potential: the ugly duckling of environmental geophysics // *The Leading Edge*. — 2002.
30. Keary P., Brooks M. An introduction to geophysical exploration. — 2nd ed. — Oxford : Blackwell Scientific Publications, 1991.
31. Essa K. S., Munschy M. Mineral exploration from the point of view of geophysicists. — London : IntechOpen, 2019.
32. Lange's handbook of chemistry. — New York : McGraw-Hill, 1952.
33. Lidiak E. G., Hinze W. J., Keller G. R. et al. Geologic significance of regional gravity and magnetic anomalies in the East-Central Midcontinent // *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*. — Tulsa : SEG, 1985. — P. 287–307.
34. Lowrie W. Fundamentals of geophysics. — Cambridge : Cambridge University Press, 2007.
35. Luo Y., Xue D.-J., Wang M. Reduction to the pole at the geomagnetic equator // *Chinese Journal of Geophysics*. — 2010. — Vol. 53, No. 6. — P. 1082–1089.
36. Massaro E. J. Handbook of copper pharmacology and toxicology. — Totowa : Humana Press, 2002.
37. Mendonca C. A., Silva J. B. C. Stable truncated series approximation of the reduction-to-the-pole operator // *Geophysics*. — 1993. — Vol. 58. — P. 1084–1090.
38. Meshref W. M. Tectonic framework of Egypt. — Rotterdam : A.A. Balkema, 1990. — 734 p.

39. Dentith M., Mudge S. Geophysics for the mineral exploration geoscientist. — Cambridge : Cambridge University Press, 2014.
40. Mickus K. Magnetic method. — 2014.
41. Miller H. G., Singh V. Potential field tilt — a new concept for location of potential field sources // *Journal of Applied Geophysics*. — 1994. — Vol. 32. — P. 213–217.
42. Ministry of Energy, Industry and Mineral Resources. Mineral resources of Saudi Arabia. — Riyadh, 2016.
43. Deputy Ministry for Mineral Resources. Mineral information: a handbook of minerals in the Kingdom. — Jeddah.
44. Nyquist J. E., Corry C. E. Self-potential: the ugly duckling of environmental geophysics. — 2002.
45. Hood P., McClure D. J. Gradient measurements in ground magnetic prospecting // *Geophysics*. — 1965. — P. 403–410.
46. Puffett W. P., Flanigan V. J., Merghelani H. et al. Exploration for nickel at Jabal Jedair, Kingdom of Saudi Arabia. — USGS Project Report 199. — 1975. — 36 p.
47. Ravat D. Analysis of the Euler method and its applicability in environmental investigations // *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. — 1996. — Vol. 1. — P. 229–238.
48. Ravat D. Reduction to the pole // *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. — Dordrecht : Springer, 2007.
49. Reeves C. Aeromagnetic surveys: principles, practice and interpretation. — 2005. — URL: <http://www.geosoft.com> (дата звернення: 2017).
50. Reynolds J. M. An introduction to applied and environmental geophysics. — Chichester : Wiley, 1995.
51. Blakely R. J. Potential theory in gravity and magnetic applications. — New York : Cambridge University Press, 1995.
52. Balch S. J., Crebs T. J., King A., Verbiski M. Geophysics of the Voisey's Bay Ni–Cu–Co deposits. — SEG, 1998.
53. Said R. The geology of Egypt. — New York : Elsevier, 1962. — 377 p.

54. Salem A., Williams S., Fairhead D. et al. Tilt-depth method: a simple depth estimation method using magnetic derivatives // *The Leading Edge*. — 2007. — Vol. 26. — P. 1502–1505.
55. Smith C. W., Anderson R. F., Dehlavi M. R. Geology and ore deposits of the Kutam mine, Kingdom of Saudi Arabia. — USGS Project Report 211. — 1977. — 51 p.
56. Spector A., Grant F. S. Statistical models for interpretation of aeromagnetic data // *Geophysics*. — 1970. — Vol. 35. — P. 293–302.
57. British Geological Survey. Nickel. — 2008.
58. Visser S., Pezzot E. T., Carter N. C. Time-domain EM and magnetic mapping of the Ferguson Lake Ni–Cu–Co–PGE deposits. — SEG Annual Meeting, 2002.
59. Visser S., Pezzot E. T., Carter N. C. Time-domain EM and magnetic mapping of the Ferguson Lake Ni–Cu–Co–PGE deposits. — SEG, 2002.
60. Verduzco B., Fairhead J. D., Green C. M. New insights into magnetic derivatives for structural mapping // *The Leading Edge*. — 2004. — Vol. 23. — P. 116–119.
61. Meshref W. M. et al. Structural geophysical interpretation of basement rocks of the Northwestern Desert of Egypt // *Annals of the Geological Survey of Egypt*. — 1980. — Vol. X. — P. 920–939.
62. Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. Applied geophysics. — Cambridge : Cambridge University Press, 1990.
63. Guo W. W., Dentith M. C. Geophysical signature of the Jinchuan Ni–Cu–PGE deposit, China // *Exploration and Mining Geology*. — 1998.
64. Witherly K. Geophysical response of the Munali Ni–Cu deposit, Zambia. — ASEG/PESA Conference, 2009.
65. Worl R. G., Wynn J. C. Preliminary exploration report and drilling proposal for the Wadi Al Khadra prospect. — Jeddah : Deputy Ministry for Mineral Resources, 1982. — 18 p.
66. Yarger H. Kansas basement study using spectrally filtered aeromagnetic data // *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*. — Tulsa : SEG, 1985. — P. 213–232.