



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΠΟΛΥΤΕΧΝΙΚΗ ΣΧΟΛΗ

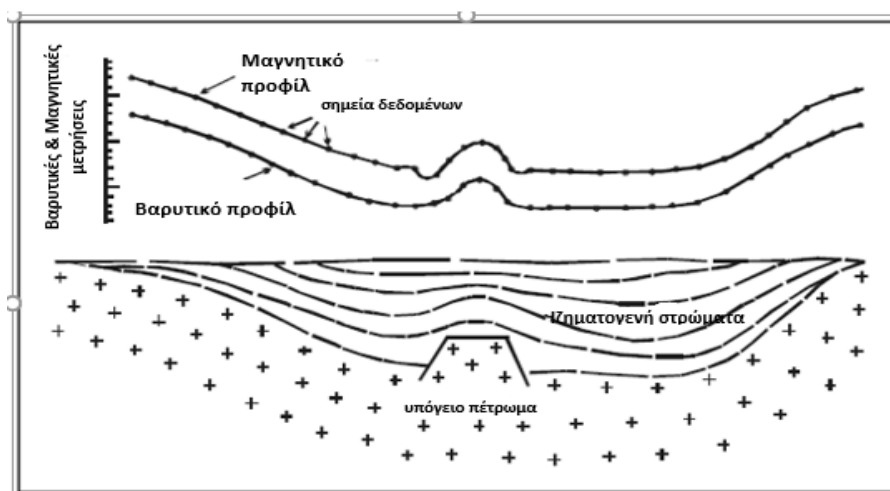
ΤΜΗΜΑ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ

Διπλωματική Εργασία

**ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΩΝ-ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ
ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑΣ ΕΛΑΦΟΥΣ
ΣΤΗΝ ΕΡΕΥΝΑ ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΩΝ**

υπό

ΑΠΟΣΤΟΛΙΑ ΜΠΑΝΤΡΑΛΕΞΗ



Υπεβλήθη για την εκπλήρωση μέρους των

απαιτήσεων για την απόκτηση του

Διπλώματος Πολιτικού Μηχανικού

Βόλος, Ιούλιος 2018

© 2018 Αποστολία Μπαντραλέξη

Η έγκριση της διπλωματικής εργασίας από το Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών της Πολυτεχνικής Σχολής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας δεν υποδηλώνει αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα (Ν. 5343/32 αρ. 202 παρ. 2).

Εγκρίθηκε από τα Μέλη της Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής:

Πρώτος Εξεταστής (Επιβλέπων) Δρ. Γεώργιος Εφραιμίδης
Επίκουρος Καθηγητής, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών,
Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας

Δεύτερος Εξεταστής Δρ. Πολυξένη Καλλιόγλου
Λέκτορας, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πανεπιστήμιο
Θεσσαλίας

Τρίτος Εξεταστής Δρ. Αντιγόνη Βράννα
Διδάσκουσα, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πανεπιστήμιο
Θεσσαλίας

Ευχαριστίες

Πρώτα απ' όλα, θέλω να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα της διπλωματικής εργασίας μου, Επίκουρο Καθηγητή κ. Γεώργιο Εφραιμίδη, για την πολύτιμη βοήθεια και καθοδήγησή του κατά τη διάρκεια της δουλειάς μου. Επίσης, είμαι ευγνώμων στα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής επιτροπής της διπλωματικής εργασίας μου, Λέκτορα κα.Πολυξένη Καλλιόγλου και Διδάσκουσα κα. Αντιγόνη Βράννα για την προσεκτική ανάγνωση της εργασίας μου. Ευχαριστώ τους φίλους μου για την ηθική υποστήριξή τους. Επίσης, ευχαριστώ την οικογένειά μου για την κατανόησή της, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια των τελευταίων μηνών της προσπάθειάς μου. Και για την ολόψυχη αγάπη και υποστήριξη όλα αυτά τα χρόνια και τους αφιερώνω αυτή την εργασία..

Αποστολία Μπαντραλέξη

**ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΩΝ-ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ
ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑΣ ΕΛΑΦΟΥΣ
ΣΤΗΝ ΕΡΕΥΝΑ ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΩΝ**

**APPLICATIONS OF GRAVITATIONAL-MAGNETIC
GEOPHYSICAL METHODS AND SURFACE GEOCHEMISTRY
METHOD IN HYDROCARBONS**

Αποστολία Μπαντραλέξη

Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, 2018

Επιβλέπων Καθηγητής: Γεώργιος Θ. Εφραιμίδης, Επίκουρος Καθηγητής Τμήματος

Πολιτικών Μηχανικών, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας

Περίληψη

Σκοπός αυτής της εργασίας είναι να παρουσιάσει το θεωρητικό υπόβαθρο των μεθόδων της βαρυτομετρικής και μαγνητικής διασκόπησης καθώς επίσης και της γεωχημικής μεθόδου για την έρευνα υδρογονανθράκων στο υπέδαφος. Η εργασία επικεντρώνεται ταυτόχρονα στην ανάλυση του τρόπου πραγματοποίησης των μεθόδων, της επεξεργασίας των δεδομένων που λαμβάνονται με την εκάστοτε τεχνική και της ερμηνείας αυτών με στόχο τον εντοπισμό συγκεντρώσεων υδρογονανθράκων. Σε αυτά τα πλαίσια, στο τέλος της εργασίας πραγματοποιείται μια προσέγγιση του λογισμικού Oasis montaj Viewer για την επεξεργασία και ανάλυση των βαρυτικών και μαγνητικών μετρήσεων.

Λέξεις κλειδιά: Βαρυτομετρική διασκόπηση, μαγνητική διασκόπηση, γεωχημική μέθοδος, εξερεύνηση, υδρογονάνθρακες, Oasis montaj Viewer

Abstract

The purpose of this paper is to present the theoretical background of gravity and magnetic exploration methods as well as the surface geochemistry for hydrocarbon exploration in the subsoil. The paper concentrates at the same time on the analysis of the realization of the methods, the processing of the data obtained by the respective technique and their interpretation aiming at the identification of concentrations of hydrocarbons. Finally, in this context, an Oasis montaj Viewer approach is developed for the processing and analysis of gravitational and magnetic measurements.

Keywords: Gravity survey, magnetic survey, surface geochemistry method, exploration, hydrocarbons, Oasis montaj Viewer

Περιεχόμενα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 Εισαγωγή	10
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 Υδρογονάνθρακες	11
2.1 Δημιουργία πεδίων υδρογονανθράκων.....	11
2.2 Μητρικά πετρώματα.....	14
2.3 Ταμιευτήρες υδρογονανθράκων	14
2.4 Μετανάστευση υδρογονανθράκων.	15
2.5 Ενδείξεις συγκεντρώσεων υδρογονανθράκων	17
2.6 Εντοπισμός υδρογονανθράκων με χάρτες ισοκαμπυλών (contour maps)	17
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 Αντικείμενο της Γεωφυσικής Διασκόπησης	20
3.1 Εισαγωγή.....	20
3.2 Κατηγορίες μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης	24
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 Βαρυτομετρική διασκόπηση.....	27
4.1 Εισαγωγή.....	27
4.2 Ανωμαλίες στο πεδίο βαρύτητας της γης	29
4.3 Θεμελιώδεις αρχές της μεθόδου της βαρυτομετρικής διασκόπησης.....	31
4.3.1 Νόμος παγκόσμιας έλξης	31
4.3.2 Ένταση του πεδίου βαρύτητας	32
4.3.3 Δυναμικό του πεδίου βαρύτητας	33
4.4 Η σημασία της πυκνότητας των γεωυλικών	35
4.5 Τα κυριότερα προς μέτρηση φυσικά μεγέθη της βαρυτομετρικής μεθόδου	38
4.6 Όργανα μέτρησης του πεδίου βαρύτητας	41

4.7 Διεξαγωγή της βαρυτομετρικής διασκόπησης.....	45
4.7.1. Απόκτηση δεδομένων	45
4.7.2. Αναγωγή των μετρήσεων βαρύτητας.....	51
4.7.3 Ερμηνεία βαρυτομετρικών δεδομένων	66
4.8 Μοντελοποίηση των ανωμαλιών (modeling).....	71
4.8.1. Άμεση μοντελοποίηση (forward modeling)	72
4.8.2 Αντίστροφη μοντελοποίηση (inverse modeling).....	73
4.9 Η βαρυτική ανωμαλία σε κοιτάσματα πετρελαίου	74
4.10 Κόστος βαρυτικής έρευνας.....	77
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 Μαγνητική διασκόπηση	79
5.1 Εισαγωγή.....	79
5.2 Το μαγνητικό πεδίο της Γης	80
5.3 Αρχές και βασική θεωρία της μεθόδου.....	86
5.4 Χαρακτηριστικά μαγνήτισης των εδαφικών υλικών της Γης.....	90
5.5 Τα κυριότερα προς μέτρηση φυσικά μεγέθη	95
5.6 Όργανα μέτρησης του μαγνητικού πεδίου της Γής.....	95
5.7 Διεξαγωγή της μαγνητικής διασκόπησης	99
5.7.1. Απόκτηση δεδομένων	99
5.7.2 Επεξεργασία των μαγνητικών δεδομένων για τον εντοπισμό υδρογονανθράκων.....	108
5.7.3 Ερμηνεία μαγνητομετρικών δεδομένων	112
5.8 Κόστος μαγνητικής διασκόπησης.....	118
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 Γεωχημεία εδάφους	119
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 Λογισμικό Oasis montaj Viewer	126

7.1 Επεξεργασία μαγνητικών δεδομένων	127
7.2 Επεξεργασία βαρυτικών δεδομένων	133
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8 Συμπεράσματα	135
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9 Βιβλιογραφία/Ιστογραφία	138

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 Εισαγωγή

Στη σύγχρονη εποχή οι υδρογονάνθρακες αποτελούν την σημαντικότερη πρώτη ύλη για την βιομηχανία και την παραγωγή ενέργειας (συνιστούν τα 2/3 της συνολικής παγκόσμιας ενέργειας), από την οποία εξαρτάται και το μέλλον της παγκόσμιας οικονομίας. Η ανάπτυξη και οι ανάγκες της σύγχρονης κοινωνίας ωθούν όλο και περισσότερο στη κατανάλωση μεγάλων ποσοστών υδρογονανθράκων, έτσι ώστε τα κοιτάσματα στα οποία αυτά περιέχονται να παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την οικονομική εκμετάλλευσή τους.

Στις περισσότερες των περιπτώσεων το υπόγειο υπόβαθρο δεν μπορεί να καθοριστεί μόνο από την μελέτη της εδαφικής επιφάνειας και σε αυτό το σημείο βρίσκουν εφαρμογή οι γεωφυσικές και γεωχημικές μέθοδοι έτσι ώστε να εκτιμηθεί η υπόγεια δομή όταν αυτή δεν είναι φανερή από διακριτά επιφανειακά χαρακτηριστικά.

Η χρήση σύγχρονων τεχνολογιών και υπολογιστικών εργαλείων και την εκτέλεση μετρήσεων, ανάλυσης, επεξεργασίας και ερμηνείας των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από τις μεθόδους αυτές, καθιστά δυνατό τον εντοπισμό και την αξιολόγηση των προς μελέτη γεωλογικών ζωνών καθώς επίσης και τον προσδιορισμό των βέλτιστων μεθόδων διαχείρισης τους.

Για την αξιοπιστία και την ακρίβεια των αποτελεσμάτων συνίσταται ο συνδυασμός περισσότερων από μια μεθόδους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 Υδρογονάνθρακες

Οι υδρογονάνθρακες είναι μια μεγάλη ομάδα ενώσεων που, όπως υποδηλώνει και το όνομά τους, αποτελούνται από άτομα άνθρακα και υδρογόνου. Ο αριθμός τους είναι μεγαλύτερος από 7 εκατομμύρια. Το πετρέλαιο και το φυσικό αέριο αποτελούν την κύρια πηγή παραγωγής υδρογονανθράκων[1].

Η φυσική κατάσταση των υδρογονανθράκων εξαρτάται από το μέγεθος των μορίων τους, δηλαδή το πλήθος των ατόμων του άνθρακα. Έτσι σε θερμοκρασία 25⁰C, οι κορεσμένοι υδρογονάνθρακες μέχρι το βουτάνιο (4 άνθρακες) είναι αέρια, από το πεντάνιο μέχρι το εννεάνιο, υγροί και οι μεγαλύτεροι στερεοί.[1].

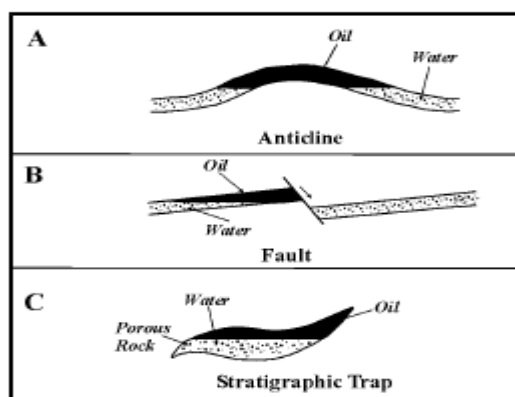
Το πετρέλαιο αποτελείται κυρίως από υγρούς υδρογονάνθρακες, στους οποίους είναι διαλυμένοι αέριοι και στερεοί υδρογονάνθρακες, ενώ το φυσικό αέριο είναι κυρίως μεθάνιο και περιέχει μικρές ποσότητες αιθανίου, προπανίου και βουτανίου.

2.1 Δημιουργία πεδίων υδρογονανθράκων

Για τη δημιουργία πεδίων υδρογονανθράκων πρέπει να ικανοποιούνται μία σειρά από συνθήκες οι οποίες περιγράφονται συνοπτικά παρακάτω:

- Μια αποταμιευτήρια μονάδα, ικανή να αποθηκεύσει τα ρευστά του πετρελαίου. Η κύρια θεώρηση στην εκτίμηση ενός ταμιευτήρα είναι το πιθανό πορώδες και η διαπερατότητα του ταμιευτήρα. Ως ταμιευτήρας ορίζεται εκείνο το πέτρωμα που προσφέρει το κενό χώρο που υπάρχει σε μια παγίδα. Τα αποταμιευτήρια πετρώματα συνήθως είναι χονδρόκοκκοι ψαμμίτες ή ανθρακικά πετρώματα [2].
- Ένα πετρελαϊκό σύστημα φόρτισης, συνθέτοντας μητρικά πετρώματα με θερμικά ώριμα πετρώματα πετρελαίου ικανά να αποβάλλουν ρευστά πετρελαίου μέσα στο πορώδες στρωμάτων μεταφοράς, τα οποία μεταφέρονται σε θέσεις συγκεντρώσεις (παγίδες) στην αποταμιευτήρια μονάδα. Μητρικά πετρώματα υδρογονανθράκων μπορούν να καθοριστούν εκείνα τα λεπτόκοκκα ιζήματα τα οποία δημιουργήθηκαν, δημιουργούνται ή θα δημιουργηθούν στο φυσικό τους περιβάλλον και θα απελευθερώσουν αρκετό υδρογονάνθρακα για να σχηματιστεί μια αξιοσημείωτη συγκέντρωση από πετρέλαιο ή αέριο[2].

- Μετανάστευση των υδρογονανθράκων (migration). Η διαδικασία μετανάστευσης των υδρογονανθράκων είναι απαραίτητη για τη δημιουργία υδρογονανθράκων καθώς με αυτήν εξασφαλίζεται η μεταφορά των υδρογονανθράκων από το μητρικό πέτρωμα στον ταμιευτήρα. Η μετανάστευση περιλαμβάνει δύο στάδια, την πρωτογενή και δευτερογενή μετανάστευση. Η πρωταρχική μετανάστευση αναφέρεται στην αποβολή του πετρελαίου από το μητρικό πέτρωμα και η δευτερογενής στη διαδρομή των υδρογονανθράκων προς μια παγίδα[3]..
- Ύπαρξη περιφερειακού μονωτήρα(seal). Το πετρέλαιο και το αέριο είναι λιγότερο πυκνά από το νερό και ως εκ τούτου από την στιγμή που μεταναστεύουν από το μητρικό πέτρωμα έχουν την τάση να ανυψώνονται μέσα στην ιζηματογενή στήλη. Τα ρευστά των υδρογονανθράκων συνεχίζουν την ανοδική τους πορεία μέχρι να φτάσουν στον περιφερειακό μονωτήρα. Η παρουσία ενός ή περισσότερων περιφερειακών μονωτήρων κρίνεται απαραίτητη για τη δημιουργία συγκεντρώσεων υδρογονανθράκων. Εβαπορίτες και λεπτόκοκκα ιζήματα , όπως αργιλικόι σχίστες και ιλιόλιθοι , οι οποίοι δεν έχουν ανοικτές ρωγμές ή ασυνέχειες λειτουργούν ως αποτελεσματικοί μονωτήρες. Μόνωση στην ροή ρευστών μπορεί να δημιουργηθεί κατά μήκος ρηγμάτων, ρηξιγενών ζωνών και διακλάσεων[2]
- Ύπαρξη παγίδων (trap). Η παγίδα αντικατοπτρίζει την ύπαρξη ενός υποεπιφανειακού εμποδίου στην μετανάστευση πετρελαίου προς την επιφάνεια της Γης. Οι παγίδες ταξινομούνται σε δομικές, στρωματογραφικές και υδροδυναμικές[4].
 - a. Οι δομικές παγίδες σχηματίζονται από διαδικασίες τεκτονικές, διαπυρικές , συμπίκνωσης και βαρυτικές.
 - b. Οι στρωματογραφικές παγίδες σχηματίζονται από λιθολογικές διακυμάνσεις που δημιουργούνται στο ίζημα κατά την απόθεση ή μεταγενέστερα είτε από αλλαγές του υλικού απόθεσης είτε κατά την διεγένεση.
 - c. Οι υδροδυναμικές παγίδες είναι πιο σπάνιες και προκαλούνται από διαφορές στην πίεση του νερού που δημιουργούνται λόγω κίνησης των ρευστών

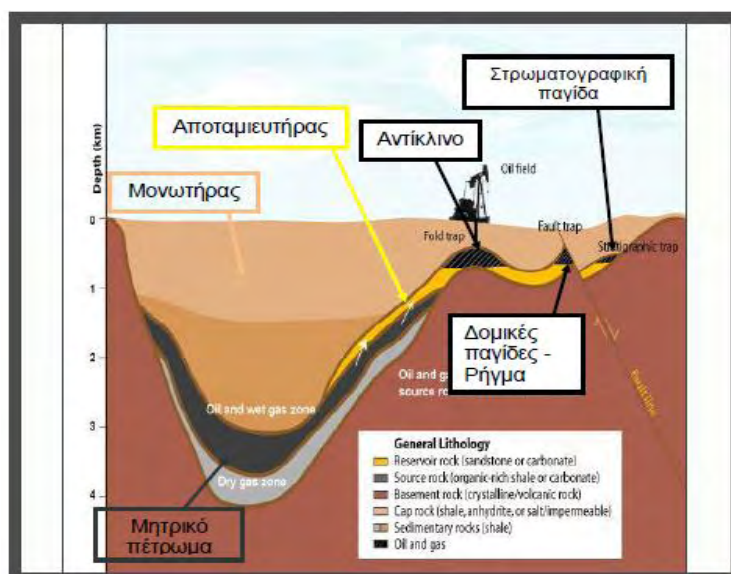


Σχήμα 2.1 Παραδείγματα δομικών παγίδων (Α και Β) και στρωματογραφικής παγίδας (C) [1]

όπου: oil (πετρέλαιο), water (νερό), anticline(αντικλινές), fault(ρήγμα) porous rock(πορώδης βράχος)

Απαραίτητη συνθήκη για την δημιουργία πεδίων υδρογονανθράκων είναι η σύγχρονη συσχέτιση των πιο πάνω παραμέτρων καθώς με την απουσία ενός ή και περισσότερων από αυτούς δεν μπορεί να υπάρχει συγκέντρωση του πετρελαίου , αφού [5]

- i. Το μητρικό πέτρωμα προσφέρει τη γένεση.
- ii. Τα ρήγματα, οι διακλάσεις ή το πρωτογενές πορώδες προσφέρουν τους δρόμους μετανάστευσης των υδρογονανθράκων.
- iii. Ο ταμιευτήρας δίνει τη συγκέντρωση.
- iv. Το μονωτήριο πέτρωμα προσφέρει τη προφύλαξη.
- v. Οι παγίδες δίνουν την φυλάκιση των υδρογονανθράκων.



Σχήμα 2.2 Πετρελαϊκό σύστημα φόρτισης [2]

2.2 Μητρικά πετρώματα

Το μητρικό πέτρωμα είναι ένα ιζηματογενές πέτρωμα το οποίο περιέχει ικανή ποσότητα οργανικού υλικού, τέτοια ώστε όταν θαφτεί και θερμανθεί να παράξει υδρογονάνθρακες (υγρούς και αέριους). Είναι δηλαδή λεπτόκοκκα ιζήματα από τα οποία θα απελευθερωθεί αρκετός υδρογονάνθρακας ώστε να σχηματιστεί μια αξιοσημείωτη συγκέντρωση αερίου. Τα οργανικά υλικά θάβονται αρχικά μέσα σε αργιλικές ιλύς και λιγότερο μέσα σε ασχεστικές ιλύς, μάργες και αποθέσεις άμμου. Προϋποθέσεις για να χαρακτηριστεί ένα πέτρωμα ως μητρικό είναι [6]:

- Το πέτρωμα-ίζημα να είναι λεπτόκοκκο.
- Να επικρατούν ανοξικές συνθήκες (παρουσία νιτρικών ή θεικών ιόντων με ταυτόχρονη απουσία οξυγόνου) για την διατήρηση του αποτιθέμενου υλικού.
- Ο χρόνος μεταφοράς του οργανικού υλικού στη στήλη του νερού από την ευφωτική ζώνη (η ζώνη που εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι βάθος 100-200 μέτρων) στον πυθμένα.

Εάν ο ρυθμός ιζηματογένεσης είναι αργός, υπάρχει περίπτωση το οργανικό υλικό να οξειδωθεί λόγω των συνθηκών που επικρατούν. Ένας γρήγορος ρυθμός ιζηματογένεσης εξασφαλίζει προφύλαξη του οργανικού υλικού μέσα σε ανοξικές συνθήκες [4].

2.3 Ταμιευτήρες υδρογονανθράκων

Οι υδρογονάνθρακες σπάνια βρίσκονται στα αρχικά πετρώματα στα οποία σχηματίζονται, τα μητρικά πετρώματα. Συνήθως μεταναστεύουν υπό το βάρος των υπερκείμενων πετρωμάτων ή και κατά τη διάρκεια τεκτονικών πιέσεων σε γειτονικά πετρώματα ώστε να σχηματίζουν τους ταμιευτήρες [2].

Απαραίτητα για την μετανάστευση αυτή είναι τα πετρώματα με μεγάλο πορώδες και υψηλή διαπερατότητα, όπως για παράδειγμα οι ψαμμίτες, στους οποίους βρίσκεται το 90% των γνωστών κοιτασμάτων πετρελαίου. Το ρόλο του ταμιευτήρα μπορούν να παίξουν ακόμα πορώδεις ασβεστόλιθοι και δολομίτες καθώς και κάθε άλλο πολυδιαρρηγμένο πέτρωμα ου επιτρέπει την κίνηση των υδρογονανθράκων [2]. Κατά τη διάρκεια της μετακίνησης αυτοί υφίστανται κλασματική διαφοροποίηση λόγω του ειδικού βάρους των συστατικών τους και της διαφορετικής δράσεως των τριχοειδών δυνάμεων που αναπτύσσονται στους πόρους του ταμιευτήρα. Έτσι λοιπόν συχνά

εμφανίζεται μια κατακόρυφη διάταξη , με νερό στη βάση και παραφινέλαιο, ναφθανέλαιο, ρητινώδεις ουσίες και αέριο στην οροφή [5]. Το φυσικό αέριο καθώς έχει μικρότερη πυκνότητα τόσο από το πετρέλαιο όσο και από το νερό επιπλέει αυτών και βρίσκεται πιο κοντά στην επιφάνεια. Μερικές φορές διαλύεται μέσα στο πετρέλαιο , αλλά στις περισσότερες των περιπτώσεων σχηματίζει ένα ξέχωρο στρώμα πάνω από το νερό και αυτό [1].

Το περισσότερο προσιτό μέρος των υδρογονανθράκων που σχηματίζεται μέσα σε ιζήματα καταφέρει και φτάνει στην επιφάνεια της Γης σχηματίζοντας διαρροές. Αυτές περιλαμβάνουν κηλίδες πετρελαίου μέσα σε λίμνες και θάλασσες, πετρέλαιο αναμειγμένο με εδαφικούς πηλούς, λίμνες ασφάλτου και εκροές φυσικού αερίου. Έτσι, η μεγαλύτερη αναλογία υγρών και αέριων υδρογονανθράκων σε σχέση με τον όγκο των πετρωμάτων ή ιζημάτων του ταμιευτήρα συναντάται σε ιζήματα ηλικίας όχι μεγαλύτερης από 2,5 εκατομμύρια χρόνια [8].

Ένα αποταμιευτήριο πέτρωμα πρέπει να έχει υψηλό πορώδες, για να μπορεί να αποτελέσει δεξαμενή υδρογονανθράκων και οι πόροι του πρέπει να συνδέονται σε τέτοιο βαθμό, ούτως ώστε να επιτρέπει στη περιεχόμενη συγκέντρωση υδρογονανθράκων, να ρέει διαμέσου του πετρώματος προς την γεώτρηση. Το πορώδες του αποταμιευτήρα, επομένως, επηρεάζει τα αποθέματα ενός πιθανού υπαρκτού κοιτάσματος [4].

Η διαπερατότητα, κατά αντιστοιχία, επηρεάζει το ρυθμό με τον οποίο τα ρευστά μπορούν να κινηθούν έξω από τον αποταμιευτήρα, κατά τη διάρκεια της παραγωγής [2].

2.4 Μετανάστευση υδρογονανθράκων.

Η μετανάστευση υδρογονανθράκων γίνεται με τη βοήθεια διόδων μετανάστευσης όπως ρήγματα, διακλάσεις και πραγματοποιείται με πρωτογενή και δευτερογενή τρόπο [1].

Η διαδικασία μετανάστευσης περιλαμβάνει δύο στάδια: αρχικά μέσω του μητρικού πετρώματος και στη συνέχεια μέσω ενός περατού συστήματος. Η μετανάστευση στο περατό αυτό σύστημα πραγματοποιείται λόγω της διαφορά πυκνότητας των ρευστών,

και οδηγεί τους υδρογονάνθρακες είτε στην επιφάνεια, είτε σε κάποιο σχηματισμό στον οποίο παγιδεύονται, δομική παγίδα (trap) [1].

Πρωτογενής μετανάστευση

Κατά την πρωτογενή μετανάστευση παρατηρείται αποβολή υδρογονανθράκων από το μητρικό πέτρωμα διαμέσου μικροδομών , η οποία δικαιολογείται από την απελευθέρωση της υπερπίεσης [6]. Η αιτία της υπερπίεσης στο μητρικό πέτρωμα, μπορεί να είναι ο συνδυασμός της γένεσης πετρελαίου και αερίων , διαστολή των ρευστών σε αυξημένες θερμοκρασίες, συμπύκνωση των μεμονωμένων μονάδων μητρικού πετρώματος , απελευθέρωση του νερού σε αφυδατωμένα αργιλικά ορυκτά ή συνδυασμός των παραπάνω. Η αύξηση της πίεσης πολλές φορές είναι αρκετά μεγάλη και μπορεί να προκαλέσει μικρορωγμές, οι οποίες απελευθερώνουν ρευστό με πίεση και επιτρέπουν την μετανάστευση του πετρελαίου έξω από το μητρικό πέτρωμα και μέσα σε γειτονικά στρώματα μεταφοράς από τα οποία ξεκινά η δευτερογενής μετανάστευση [7].

Δευτερογενής μετανάστευση

Με την δευτερογενή μετανάστευση συγκεντρώνεται υποεπιφανειακό πετρέλαιο μέσα σε χαρακτηριστικές θέσεις-παγίδες από όπου μπορεί να εξαχθεί με κριτήριο το οικονομικό -εμπορικό ενδιαφέρον που παρουσιάζει . Η κύρια διαφορά ανάμεσα στην πρωτογενή και στην δευτερογενή μετανάστευση είναι το πορώδες, η διαπερατότητα και η κατανομή του μεγέθους των πόρων του πετρώματος διαμέσου του οποίου λαμβάνει χώρα η μετανάστευση [7].

Η δευτερογενής μετανάστευση του πετρελαίου εμφανίζεται σαν πολυφασικές ροές. Σταγόνες πετρελαίου ή φυσαλίδες αερίου στο νερό των πόρων τείνουν να κινηθούν

προς τα πάνω αποκλειστικά εξαιτίας της πλευστότητας ή οδηγούμενες από υδροδυναμικές συνθήκες.

Τα τελευταία σημεία της δευτερογενούς μετανάστευσης είναι οι παγίδες ή οι εκροές στην επιφάνεια. Εάν μια παγίδα διαμελίστει κάποια στιγμή, τότε το πετρέλαιο που είχε συγκεντρωθεί σε αυτήν είτε ξαναμεταναστεύει μέσα σε άλλες παγίδες είτε εκρέει στην επιφάνεια [3]. Επίσης, οι ζώνες ρηγμάτων μπορούν να λειτουργήσουν τόσο ως αγωγοί όσο και ως φραγμοί στη δευτερογενή μετανάστευση. Το υλικό που αστόχησε λόγω τριβής από την κίνηση του ρήγματος, είναι συνήθως στεγανό και δεν επιτρέπει το πέρασμα του πετρελαίου. Αν οι ασυνέχειες (π.χ. διακλάσεις) παραμείνουν ανοιχτές, είναι πιθανό να σχηματίσουν διόδους μετανάστευσης προς την επιφάνεια[3].

2.5 Ενδείξεις συγκεντρώσεων υδρογονανθράκων

Η παρουσία υδρογονανθράκων στο υπέδαφος δεν αποκαλύπτει πάντοτε και επιφανειακές ενδείξεις, συνεπώς ο εντοπισμός τους μπορεί να είναι εντελώς συμπτωματική σε κάποιες περιπτώσεις. Επίσης, η εύρεση ενδείξεων κοιτασμάτων σε θαλάσσιες περιοχές είναι σχεδόν ακατόρθωτη χωρίς την βοήθεια τεχνολογικών μέσων λόγω της δύσκολης πρόσβασης στο βυθό. Σε χερσαίες περιοχές, επιφανειακές ενδείξεις μπορεί να θεωρηθούν οι ακόλουθες [5]:

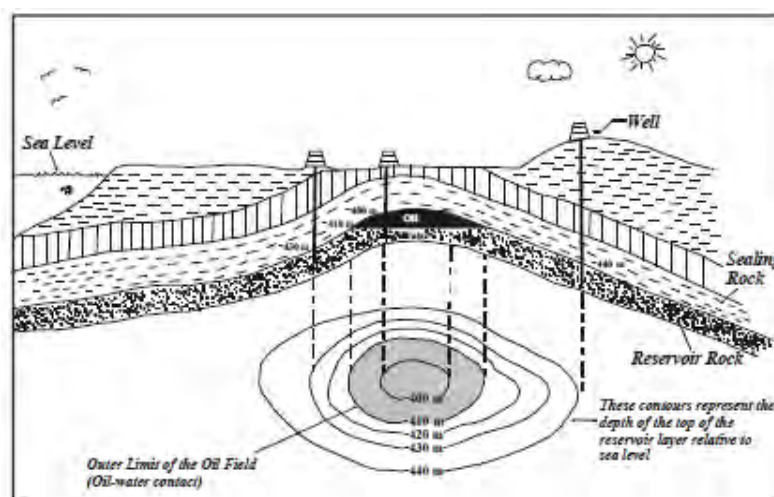
1. Αναβλύσεις ρευστής μορφής υδρογονανθράκων που αποτελούν την κυριότερη επιφανειακή εκδήλωση κοιτάσματος.
2. Εκτεταμένη γυμνή όψη επιφάνειας όπου δεν παρατηρείται βλάστηση.
3. Ύπαρξη αλμυρών ή θειούχων θερμών υδάτων.
4. Παρατηρούμενα εξερχόμενα αέρια από το υπέδαφος.
5. Τέλος, τα ιλυώδη ηφαίστεια βρίσκονται κοντά σε τέτοια κοιτάσματα.

2.6 Εντοπισμός υδρογονανθράκων με χάρτες ισοκαμπυλών (contour maps)

Εκτός από την διεξαγωγή γεωφυσικών διασκοπήσεων οι οποίες θα αναλυθούν εκτενέστερα στα επόμενα κεφάλαια μια άλλη μέθοδος, πιο απλή και κατά συνέπεια

λιγότερο ακριβής είναι η χάραξη χαρτών με την ίδια βαθμίδα διαστήματος μεταξύ των καμπυλών.

Οι χάρτες αυτοί συγκαταλέγονται στα πιο αποτελεσματικά μέσα για τη συλλογή πληροφοριών σχετικά με την γεωλογική δομή μιας περιοχής. Ως ισανώμαλη καμπύλη (contour) νοείται η εκάστοτε γραμμή της οποίας κάθε σημείο απέχει το ίδιο από μια εδαφική επιφάνεια αναφοράς. Στους περισσότερους χάρτες ως επιφάνεια αυτή λαμβάνεται η μέση στάθμη της θάλασσας. Αν μια τέτοια γραμμή αναπαριστά την υπερύψωση της επιφάνειας του εδάφους, τότε αυτή καλείται τοπογραφική[1]. Ένας χάρτης που αποτελείται από τις τοπογραφικές γραμμές μιας περιοχής καλείται τοπογραφικός. Στην περίπτωση που ένας χάρτης αναπαριστά τις γραμμές που οριοθετούν το πάχος ενός εδαφικού στρώματος, τότε αυτός ονομάζεται χάρτης ισοκαμπυλών δομής (structure contour map) και χρησιμοποιείται για την απεικόνιση του μεγέθους, του σχήματος και της τοποθεσίας των γεωλογικών δομών[1].



Σχήμα 2.3 Χάρτης που αναπαριστά την υπεδάφια δομή μιας προς μελέτη περιοχής [1])

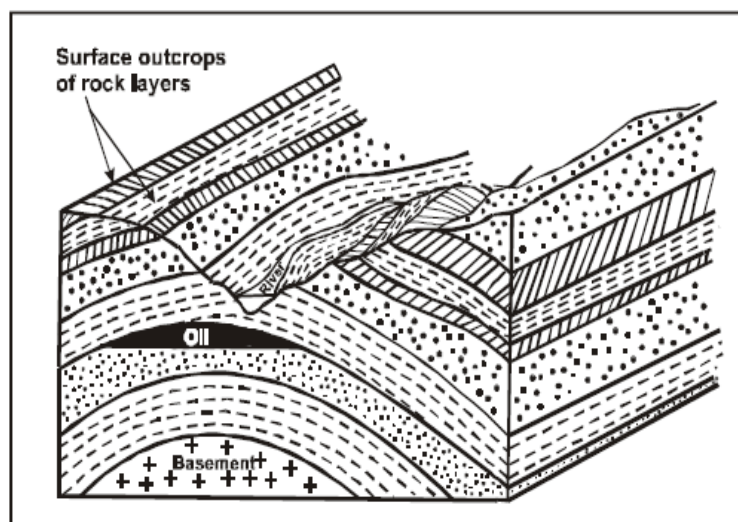
όπου: well(γεώτρηση), reservoir rock(ταμειυτήρας), sea level(στάθμη της θάλασσας), outer limit of the oil field(εξωτερικό όριο του κοιτάσματος πετρελαίου)

Αν για παράδειγμα είναι γνωστό ότι σε μια δεδομένη περιοχή υπάρχει σε βάθος περίπου 500 μέτρων κάτω από το έδαφος ένας πορώδης και διαπερατός αμμώδης σχηματισμός ο οποίος επικαλύπτεται από ένα μεγάλο σε πάχους στρώμα αδιαπέρατου σχιστόλιθου και εξαιτίας του πρώτου σχηματισμού δημιουργείται στην επιφάνεια τόξο η αντίκλινο, τότε συμπεραίνεται ότι στην περιοχή αυτή είναι πολύ πιθανό να υπάρχει παγίδα πετρελαίου. Σε αυτό το στάδιο πρέπει να σχεδιαστεί ένας χάρτης που θα καθορίζει το μέγεθος και την ακριβή τοποθεσία της αντικλινικής παγίδας. Η

διαδικασία αυτή αποτελεί σημαντική προϋπόθεση για να καθοριστούν τα βέλτιστα σημεία διεξαγωγής γεωτρήσεων. Η σχεδίαση ενός τέτοιου χάρτη γίνεται ψηφιακά, ωστόσο είναι σημαντικό να αναφερθεί το θεωρητικό υπόβαθρο αυτής [1].

Αν υποτεθεί ότι ο εδαφικός θόλος βρίσκεται σε υψόμετρο -400m (το αρνητικό πρόσημο υποδηλώνει ότι βρίσκεται κάτω από την στάθμη της θάλασσας) και αφού αυτά σκαφτούν, χαρασσόταν μια καμπύλη σε απόσταση 10m από αυτόν, δηλαδή στα -410m και στη συνέχεια στα -420m και μέχρι που να μην είναι δυνατό πλέον να κλείσουν μεταξύ τους άλλες καμπύλες και τέλος γινόταν λήψη μιας φωτογραφίας, το αποτέλεσμα θα ήταν ένας χάρτης ισοκαμπυλών(contour map).

Σε μερικές περιοχές η παρουσία υπόγειων γεωλογικών δομών, ιδιαίτερα αντικλινών, γίνεται φανερή και στην επιφάνεια. Σε μια τέτοια περίπτωση οι γεωλόγοι μπορούν να αναζητήσουν την αντικλινική δομή είτε μέσω τοπογραφικών χαρτών και φωτογραφιών αέρος είτε με επισκέψεως στο πεδίο και μελέτη των πετρωμάτων που βρίσκονται στην επιφάνεια. Μια αντικλινική δομή δεν γίνεται πάντα αντιληπτή στην επιφάνεια του εδάφους καθώς αυτή είναι αποτέλεσμα διάβρωσης και δεν αντικατοπτρίζει πάντα την δομή του υπεδάφους [1]. Η παρατήρηση αυτή είναι ιδιαίτερα σημαντική καθώς τονίζεται ότι το υπόγειο ανάγλυφο δεν έρχεται πάντα σε συμφωνία με την επιφανειακή τοπογραφία.



Σχήμα 2.4 Διαβρωμένη αντικλινική δομή: η υποβάθμιση της τοπογραφίας(ποτάμι) υπέρκειται μιας αντικλινικής δομής[1]

όπου: Surface outcrops of rock layers(επιφανειακές προεξοχές στρώσεων βράχων), oil(πετρέλαιο)

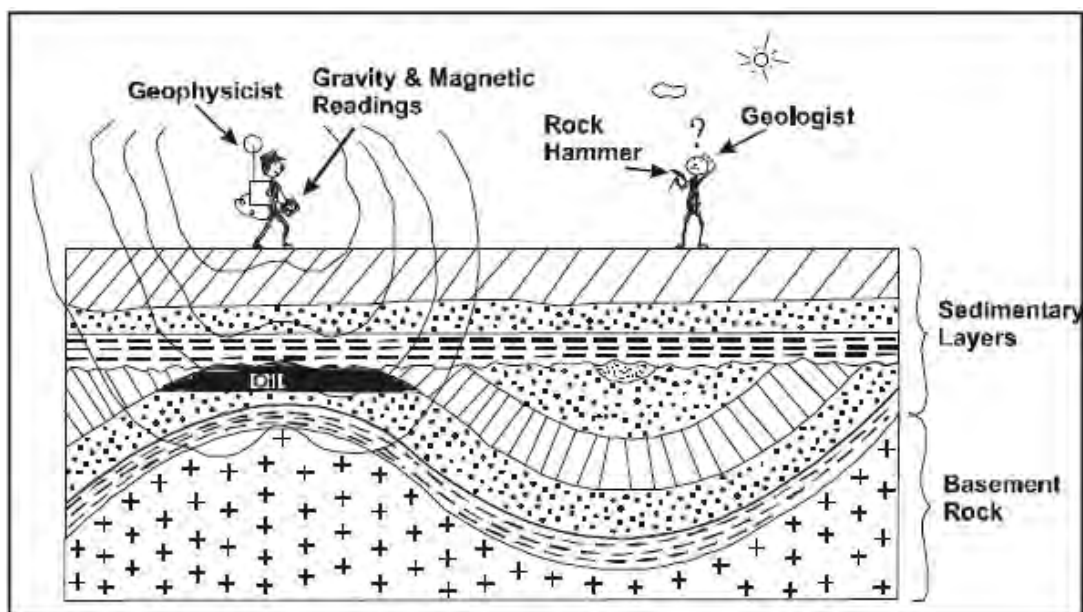
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 Αντικείμενο της Γεωφυσικής Διασκόπησης

3.1 Εισαγωγή

Η διεξαγωγή έρευνας για τον εντοπισμό γεωλογικών δομών οικονομικού ενδιαφέροντος, δηλαδή, δομών οι οποίες σχετίζονται με κοιτάσματα υδρογονανθράκων, μεταλλευμάτων, ορυκτών ανθράκων, απαιτεί την χρήση σύγχρονων τεχνολογιών και υπολογιστικών εργαλείων και την εκτέλεση μετρήσεων, ανάλυσης, επεξεργασίας και ερμηνείας των αποτελεσμάτων. Με τον τρόπο αυτό καθίσταται δυνατός ο εντοπισμός και η αξιολόγηση των προς μελέτη γεωλογικών ζωνών καθώς επίσης και ο καθορισμός-προσδιορισμός των βέλτιστων μεθόδων διαχείρισης τους.

Ειδικότερα, οι γεωφυσικές διασκοπήσεις χρησιμοποιούνται για την διερεύνηση του γήινου μαγνητισμού και του ηλεκτρισμού, τη δύναμη της βαρύτητας και άλλα φυσικά φαινόμενα εφαρμόζοντας θεμελιώδη θεωρήματα της Φυσικής, με σκοπό τη συλλογή πληροφοριών που αφορούν τη δομή και σύσταση της Γης. Πιο αναλυτικά, οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται έχουν ως αντικείμενο τη μελέτη των φυσικών ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών που απαρτίζουν τις ζώνες του φυσικού φλοιού της Γης, με βασικό στόχο την αναζήτηση και επισημάνση μεταλλοφόρων εν γένει συγκεντρώσεων, έως και τη διερεύνηση θεμάτων γεωλογίας, υδρογεωλογίας και γεωτεχνικής μηχανικής [9].

Στις περισσότερες των περιπτώσεων το υπόγειο υπόβαθρο δεν μπορεί να καθοριστεί μόνο από την μελέτη της εδαφικής επιφάνειας. Πρόκειται για περιοχές όπου οι υπόγειοι σχηματισμοί μπορεί να έχουν διαβρωθεί και στη συνέχεια καλυφθεί από μεγάλους πάχους εδαφικά στρώματα τα οποία δεν είναι παράλληλα με αυτά που υπόκεινται. Εκεί χρησιμοποιείται η επιστήμη της γεωφυσικής. Η επιστήμη της γεωφυσικής χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της υπόγειας δομής όταν αυτή δεν είναι φανερή από διακριτά χαρακτηριστικά της επιφάνειας. Ο γεωφυσικός πραγματοποιεί βαρυτικές και μαγνητικές μετρήσεις για τον προσδιορισμό της τοπογραφίας των υπόγειων πετρωμάτων. Παγίδες υδρογονανθράκων πολύ συχνά σχηματίζονται πάνω από ανυψώσεις των υπόγειων σχηματισμών [1]



Σχήμα 3.1 Αναπαράσταση συγκέντρωση υδρογονανθράκων πάνω από ανύψωση των υπόγειων πετρωμάτων [1].

όπου: sedimentary layers (ιζηματογενή στρώματα) , basement rock (πέτρωμα βάσης), oil (πετρέλαιο), geophysicist (γεωφυσικός), gravity and magnetic readings (βαρυτικές και μαγνητικές ενδείξεις), geologist (γεωλόγος), rock hammer (σφυρί)

Η εφαρμογή των μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης άρχισε κυρίως ως μια επιστημονική προσέγγιση στις ανάγκες πρόβλεψης των σεισμών (ένα πρόβλημα που παραμένει εν πολλοίς ακόμα άλυτο). Σημαντική πρόοδος σημειώθηκε στα τέλη του 15^{ου} αιώνα με τις αρχικές προσπάθειες να επικεντρώνονται σε τέτοιους επιστημονικούς τομείς όπως της μελέτης του γήινου μαγνητικού πεδίου και της βαρύτητας. Τεράστιες βελτιώσεις επήλθαν στην κατασκευή κατάλληλων οργάνων στις αρχές του 20^{ου} αιώνα, που οδήγησαν σε γρήγορη πρόοδο στη γεωφυσική έρευνα και τελικά κατέληξαν στη δεκαετία του '60 στη θεωρία των τεκτονικών πλακών [10]. Σήμερα, με την αξιοποίηση στοιχείων και από άλλα επιστημονικά πεδία, όπως τα μαθηματικά, η πληροφορική και η ενόργανη εφαρμοσμένη μηχανική, οι γεωφυσικές διασκοπήσεις αποτελούν μεθόδους υψηλής τεχνολογίας και ακρίβειας με ευρύ πεδίο εφαρμογών.

Οι γεωφυσικές παρατηρήσεις του πεδίου βαρύτητας και του σχήματος της Γης παρέχουν επιπλέον δεσμεύσεις στα διάφορα μοντέλα που περιγράφουν την υδρόγειο ως φυσικό σώμα με πολυσύνθετα γεωμετρικά και φυσικά χαρακτηριστικά. Μαζί με τα φυσικά και χημικά στοιχεία, οι εν λόγω παρατηρήσεις αποτελούν τη βάση για τις ιδιότητες του εσωτερικού της Γης και για την κατασκευή σύνθετων μοντέλων που περιγράφουν την εξέλιξη του πλανήτη, την τεκτονική συμπεριφορά του και τις

παραμορφώσεις που υφίσταται ο στερεός γήινος φλοιός σε ποικίλες κλίμακες στο χώρο και τον χρόνο [9]. Κατά συνέπεια, το κεντρικό πρόβλημα που καλούνται να εξετάσουν οι γεωφυσικές διασκοπήσεις είναι ο προσδιορισμός των φυσικών διαδικασιών που οδηγούν σε αυτές τις αναταραχές. Μελετούν, για παράδειγμα ποιά είναι η φύση των δυνάμεων που με την ενέργειά τους στο γήινο φλοιό έχουν διαμορφώσει την παρούσα κατάσταση της γήινης επιφάνειας ή ποιες διαδικασίες είναι υπεύθυνες για τις μεγάλης κλίμακας οριζόντιες τεκτονικές μετακινήσεις [10]

Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται βασίζονται στη συλλογή, επεξεργασία και ερμηνεία των γεωφυσικών παρατηρήσεων που γίνονται απευθείας στη φύση. Κατά την εφαρμογή τους διενεργείται διασκόπηση του εδάφους με τη βοήθεια κατάλληλων γεωφυσικών οργάνων, ενώ η επεξεργασία και η ερμηνεία των στοιχείων που λαμβάνονται είναι δυνατόν να οδηγήσει, άμεσα ή έμμεσα, στον εντοπισμό γεωλογικών σχηματισμών ή μεταλλοφόρων συγκεντρώσεων οικονομικού ενδιαφέροντος. Μέσα από μετρήσεις γεωφυσικών μεγεθών αποκαλύπτεται σταδιακά η εικόνα του υπεδάφους παρέχοντας πληροφορίες τόσο για την φυσική κατάσταση και σύσταση του υλικού και τις κινήσεις του όσο και για τις συνθήκες που επικρατούν στο εσωτερικό της γης. Καθώς οι γεωφυσικές διασκοπήσεις δίνουν απαντήσεις στα ερωτήματα αυτά χωρίς καμία παρέμβαση επί του εδάφους (εκσκαφή, διάτρηση, κ.α.) οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται ονομάζονται “μη καταστροφικές” και είναι συνεπώς φιλικές προς το περιβάλλον [11]

Στις μετρούμενες φυσικές παραμέτρους περιλαμβάνονται οι χρόνοι διαδρομής, οι περίοδοι και τα πλάτη των παραγόμενων ελαστικών κυμάτων, η ένταση του πεδίου βαρύτητας, η ένταση του μαγνητικού πεδίου, το δυναμικό του ηλεκτρικού πεδίου, η ροή θερμότητας από το εσωτερικό της γης, η ραδιενέργεια των πετρωμάτων κτλ. Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για την μέτρηση των παραμέτρων αυτών, η οποία γίνεται σε καθορισμένη απόσταση από την εξεταστέα γεωλογική δομή, είναι τα σεισμόμετρα, τα βαρυτόμετρα, μαγνητόμετρα, θερμόμετρα, βολτόμετρα, μετρητές ραδιενέργειας, κτλ [12]

Σκοπός των μετρήσεων των μεγεθών που αναφέρθηκαν είναι ο υπολογισμός και κατ’ επέκταση ο προσδιορισμός μεγεθών που περιγράφουν άμεσα τις φυσικές ιδιότητες των γήινων πετρωμάτων όπως κατά κύριο λόγο οι ελαστικές σταθερές, η πυκνότητα, η μαγνητική επιδεκτικότητα, η ηλεκτρική αγωγιμότητα ενώ σε μικρότερο βαθμό χρησιμοποιούνται άλλες ιδιότητες, όπως η θερμική αγωγιμότητα και η ραδιενέργεια,

οι οποίες παρέχουν πληροφορίες για τη φυσική κατάσταση και σύσταση του υλικού, τις κινήσεις και γενικά της συνθήκες που επικρατούν στο εσωτερικό της Γης [13].

Είναι σημαντικό να αναφερθεί πως κατά την διεκπεραίωση της Γεωφυσικής έρευνας σκοπός δεν είναι ο προσδιορισμός των τιμών των φυσικών αυτών μεγεθών, αλλά ο εντοπισμός των υφιστάμενων μεταβολών στα διάφορα φυσικά πεδία δυνάμεων, τα οποία καθορίζονται μεταξύ των άλλων από την φύση και τη δομή του υπεδάφους. Οι μεταβολές αυτές οφείλονται σε ανωμαλίες της δομής του φλοιού που συνυπάρχουν με πετρελαιοφόρα ή μεταλλοφόρα κοιτάσματα για αυτό και είναι σημαντική η ανεύρεσή τους [12]. Δεδομένου ότι τα γεωυλικά (εδαφικοί σχηματισμοί και πετρώματα) που συνιστούν το υπέδαφος ποικίλουν ευρέως από πλευράς φυσικών ιδιοτήτων, είναι προφανές ότι τουλάχιστον μια ιδιότητα θα παρουσιάζει ασυνέχεια χωρικά και, αν αυτή ερμηνευτεί κατάλληλα, δύναται να μεταφραστεί σε χρήσιμη πληροφορία για τη φύση και τον σχηματισμό του υπεδάφους [14].

Για τον καθορισμό των φυσικών μεγεθών των γεωυλικών στο εσωτερικό της Γης από παρατηρήσεις στην επιφάνειά της χρησιμοποιούνται θεωρητικές εξισώσεις που εκφράζουν φυσικούς νόμους. *Οι υπολογισμοί βασίζονται σε θεμελιώδεις αρχές, όπως είναι οι νόμοι της διάθλασης και της ανάκλασης των κυμάτων, ο νόμος της παγκόσμιας έλξης, οι βασικοί νόμοι του μαγνητισμού και ηλεκτρισμού κτλ* [12]. Πρέπει ωστόσο να σημειωθεί πως σε κάποιες περιπτώσεις είναι αναγκαίο να γίνει θεωρητική διερεύνηση των εξισώσεων, γιατί αυτές πρέπει να εφαρμοσθούν σε συνθήκες (π.χ. πίεσης) διαφορετικές από αυτές για τις οποίες αρχικά διατυπώθηκαν. Επίσης, δεν είναι πάντοτε δυνατός απευθείας υπολογισμός ενός μεγέθους στο εσωτερικό της υδρογείου (π.χ. της πυκνότητας) από μετρήσεις στην επιφάνειά της. Για τον λόγο αυτό, σε αυτές τις περιπτώσεις εκπονούνται διάφορα θεωρητικά μοντέλα και από αυτά θεωρείται ότι ανταποκρίνεται βέλτιστα στην πραγματικότητα εκείνο που συνάδει περισσότερο με τις γεωφυσικές παρατηρήσεις [10].

Λόγω της ιδιαιτερότητας των συνθηκών που επικρατούν σε κάθε περιοχή και του κόστους των γεωφυσικών μετρήσεων η επιλογή των μεθόδων της γεωφυσικής διασκόπησης που θα εφαρμοσθούν σε κάθε περίπτωση πρέπει να αποφασιστεί όταν οι υπόλοιπες έρευνες έχουν περατωθεί ή τουλάχιστον έχουν προχωρήσει αρκετά. Υφίστανται βέβαια περιπτώσεις κατά τις οποίες δύναται ή ενδείκνυται να εφαρμοστούν συγχρόνως δύο ή και περισσότεροι μέθοδοι [9].

Η πραγματοποίηση μιας γεωφυσικής έρευνας διακρίνεται σε τρεις κύριες φάσεις:

- Μέτρηση των μεταβολών των φυσικών σταθερών ή φυσικών παραμέτρων (πυκνότητα, ηλεκτρική αγωγιμότητα, ταχύτητα σεισμικών κυμάτων κ.α.)
- Σύνταξη των σχετικών διαγραμμάτων και γεωφυσικών χαρτών , σύμφωνα με τις μετρήσεις που έχουν ληφθεί.
- Επεξεργασία και ερμηνεία των αποτελεσμάτων των μετρήσεων. Η φάση αυτή αποτελεί τη σημαντικότερη διαδικασία της γεωφυσικής έρευνας και έχει ιδιαίτερη σημασία για την ορθολογική αντιμετώπιση και επίλυση του κατά την περίπτωση προβλήματος και αντικειμένου της έρευνας

Η βασική σημασία της Γεωφυσικής Διασκόπησης, οφείλεται στο ότι, με προσδιορισμό πιθανών δομών που σχετίζονται με κοιτάσματα πετρελαίου , αυξάνεται η πιθανότητα επιτυχών γεωτρήσεων. Συνεπώς, οι γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης του υπεδάφους αποτελούν σημαντική επιστημονική και τεχνολογική συμβολή στους διάφορους τομείς της μεταλλευτικής έρευνας που έχει οικονομική σπουδαιότητα. Ανεξάρτητα από αυτό, οι γεωφυσικές μέθοδοι , σε συνδυασμό με τις γεωλογικές μεθόδους, εφαρμόζονται για τον καθορισμό μηχανικών ιδιοτήτων του εδάφους θεμελίωσης τεχνικών έργων, για τον εντοπισμό υδροφόρων οριζόντων .Ο εκάστοτε μελετητής διαθέτει, δηλαδή, στα χέρια του ένα σύγχρονο μέσο έρευνας, το οποίο επιτρέπει την επί επιστημονικής βάσεως μελέτη και επίλυση των διαφόρων ειδικών προβλημάτων του υπεδάφους [9].

3.2 Κατηγορίες μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης

Αν και η παρούσα εργασία επικεντρώνεται στις μη σεισμικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης (βαρυμετρικές και μαγνητικές μέθοδοι), παρ' όλα αυτά, κρίνεται σκόπιμη η συνοπτική αναφορά όλων των μεθόδων που χρησιμοποιούνται για την μελέτη της δομής των απρόσιτων στην άμεση παρατήρηση επιφανειακών στρωμάτων του γήινου φλοιού, με σκοπό την κατανόηση της χρησιμότητας και των εφαρμογών τους.

Οι βασικές μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης διακρίνονται σε πέντε βασικές κατηγορίες. Αυτές είναι οι σεισμικές που διακρίνονται σε μεθόδους ανάκλασης και διάθλασης, οι βαρυτομετρικές, οι μαγνητικές, οι ηλεκτρικές και οι

ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι. Σε ειδικές περιπτώσεις, πραγματοποιούνται μετρήσεις της φυσικής ραδιενέργειας (ραδιομετρική) ή της θερμοκρασίας (θερμική).

Οι σεισμικές μέθοδοι είναι πιο ακριβείς για τον καθορισμό της δομών των επιφανειακών στρωμάτων του γήινου φλοιού και συνεπώς κρίνονται οι καταλληλότερες για τον εντοπισμό κοιτασμάτων πετρελαίου. Οι βαρυτικές μέθοδοι έχουν σαν άμεσο στόχο τον προσδιορισμό της κατανομής των πετρωμάτων ενώ οι μαγνητικές για τον εντοπισμό μαγνητισμένων πετρωμάτων. Οι ηλεκτρικές και οι ηλεκτρομαγνητικές χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό της γεωηλεκτρικής δομής των επιφανειακών στρωμάτων των γεωυλικών [13]

Οι μαγνητικές και οι βαρυτομετρικές μέθοδοι ανήκουν στην κατηγορία των παθητικών ή άμεσων μεθόδων διασκόπησης, καθώς βασίζονται αντίστοιχα στη μέτρηση της έντασης και τις διαταραχές στο μαγνητικό πεδίο και το πεδίο βαρύτητας που παράγονται από την ίδια την Γη. Οι ηλεκτρομαγνητικές και οι σεισμικές μέθοδοι συγκαταλέγονται αντίστοιχα στις λεγόμενες ενεργές ή έμμεσες μεθόδους καθώς χρησιμοποιούν διάφορες ελεγχόμενες πηγές τεχνικά παραγόμενης ενέργειας για να δημιουργήσουν κατάλληλα πεδία που επιδρούν στη Γη και στα οποία βασίζονται οι μετρήσεις [10].

i. Σεισμική μέθοδος

Περιλαμβάνει την πρόκληση τεχνητών σεισμών στο υπέδαφος με εκρήξεις ή πτώση βράχων. Ως αποτέλεσμα προκύπτουν σεισμικά κύματα τα οποία διαδίδονται προς όλες τις κατευθύνσεις, αλλά όχι με ευθύγραμμο τρόπο, καθώς συναντούν πετρώματα με διαφορετικές πυκνότητες και ελαστικές ιδιότητες, οπότε εμφανίζονται φαινόμενα ανάκλασης, διάχυσης και διάθλασης. Με τις μεθόδους σεισμικής διασκόπησης λοιπόν επιδιώκεται ο καθορισμός των μεταβολών των ταχυτήτων διάδοσης των ελαστικών κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης, με μετρήσεις των χρόνων διαδρομής τους μέσα στα στρώματα αυτά (με τη βοήθεια σειсмоγράφου) και εφαρμογή γνωστών νόμων της Φυσικής, στους οποίους υπακούει η διάδοση αυτή [12]

ii. Βαρυτομετρική μέθοδος

Η λειτουργία αυτής της μεθόδου στηρίζεται στο γεγονός ότι η βαρύτητα σε περιοχές της γης όπου υπάρχουν πλούσια κοιτάσματα ορυκτών με μεγαλύτερη ή μικρότερη πυκνότητα από τα γύρω τους πετρώματα, παρουσιάζει ανωμαλίες

ως προς την ένταση και την διεύθυνσή τους. Οι τοπικές αυτές μεταβολές της έντασης και των χωρικών παραγώγων αυτής μετρούνται με ευαίσθητα όργανα και στη συνέχεια με εφαρμογή του νόμου παγκόσμιας έλξης (βαρύτητας) του Νεύτωνα υπολογίζεται και εργαστηριακά η πυκνότητα και έτσι παρέχονται ενδείξεις για την ύπαρξη κοιτασμάτων, συνήθως μεταλλοφόρων ζωνών και πετρελαιοφόρων κοιτασμάτων [9].

iii. Μαγνητική μέθοδος

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στη διαφορά που παρουσιάζουν ορισμένα ορυκτά, σε σύγκριση με τα γύρω τους πετρώματα, ως προς την μαγνητική τους αγωγιμότητα. Κατά συνέπεια δημιουργούνται τοπικές ανωμαλίες στο μαγνητικό πεδίο του φλοιού της γης. Για τον καθορισμό της κατανομής της ειδικής αγωγιμότητας των επιφανειακών εδαφικών στρωμάτων χρησιμοποιούνται κατά βάση δύο αρχές της ηλεκτρομαγνητικής θεωρίας οι οποίες είναι ο νόμος του Faraday και ο νόμος του Ampere. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται κατά κύριο λόγο στη διασκόπηση μεταλλευμάτων που αποτελούν μαγνητικά ορυκτά, παρά στη διασκόπηση πετρελαιοφόρων κοιτασμάτων [11].

iv. Ηλεκτρική μέθοδος

Με τη μέθοδο αυτή επιδιώκεται ο καθορισμός των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των επιφανειακών πετρωμάτων, και ειδικότερα της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αυτών, με μέτρηση της ηλεκτρικής τάσης και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας τους. Τα αποτελέσματα βασίζονται στην τοπική ιδιομορφία του ηλεκτρικού πεδίου των γήινων ρευμάτων ή των ρευμάτων που διοχετεύονται τεχνητά στο έδαφος. Τα μη μεταλλοφόρα πετρώματα της Γης δεν είναι καλοί αγωγοί του ηλεκτρισμού, ενώ, αντίθετα, τα μεταλλεύματα παρουσιάζουν πολύ καλή αγωγιμότητα, οπότε διαχωρίζονται από τα άλλα πετρώματα [13].

v. Ραδιομέτρική μέθοδος

Οι ραδιομετρικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης βασίζονται σε μετρήσεις της ραδιοακτινοβολίας (φυσικής ραδιενέργειας) που εκπέμπεται από πυρήνες στοιχείων μεγάλου ατομικού αριθμού, τα οποία αποτελούν συστατικά ορισμένων ορυκτών [12]. Σκοπός τους είναι ο εντοπισμός ραδιενεργών στοιχείων όπως είναι το ουράνιο το οποίο αποτελεί την βασική πρώτη ύλη για την παραγωγή πυρηνικής ενέργειας και επομένως αποτελεί αντικείμενο τεράστιας οικονομικής σημασίας.

Ακολουθεί ένας συνοπτικός πίνακας με τις βασικότερες μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης, τις υπό μέτρηση αντίστοιχες παραμέτρους, καθώς και τις γήινες ιδιότητες που προκαλούν τις ανωμαλίες-μεταβολές στις μετρήσεις αυτές.

Μέθοδοι	Μετρούμενες παράμετροι	Γήινες ιδιότητες που επιδρούν στις μετρήσεις
Σεισμικές	Χρόνος διάδοσης διαθλασμένων σεισμικών σημάτων	Πυκνότητα και ελαστικότητα των συστατικών των πετρωμάτων του υπεδάφους που καθορίζουν την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών σημάτων
Βαρυτημετρίας	Χωρικές παραλλαγές του πεδίου βαρύτητας της Γης	Πυκνότητα του εδάφους
Γεωμαγνητικές	Χωρικές παραλλαγές του μαγνητικού πεδίου της Γης	Μαγνητική ευαισθησία και επιδεκτικότητα
Ηλεκτρικές	Ηλεκτρική αγωγιμότητα και επαγωγή	Αντίδραση των πετρωμάτων στην ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία

Σχήμα 3.2 Βασικές μέθοδοι γεωφυσικών διασκοπήσεων[10]

Η γεωλογία και η έκταση της υπό εξέτασης περιοχής, το πιθανό βάθος, η προσβασιμότητα στο πεδίο, ο σκοπός διεξαγωγής της έρευνας και ο προϋπολογισμός είναι τα κύρια κριτήρια που καθορίζουν την επιλογή των οργάνων-εργαλείων για την πραγματοποίηση της έρευνας. Οι παράμετροι αυτές βοηθούν στη δημιουργία ενός κατάλληλου γεωλογικού μοντέλου για την εκτίμηση της επιλογής και του οικονομικού κόστους της έρευνας. Καθώς ο εντοπισμός εδαφικών σχηματισμών και κοιτασμάτων οικονομικού ενδιαφέροντος είναι μια δύσκολη και περίπλοκη διαδικασία, χρησιμοποιούνται κατά κανόνα περισσότερες από μια μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης, με σκοπό την ολοκληρωμένη ερμηνεία των αποτελεσμάτων [15]

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 Βαρυτομετρική διασκόπηση

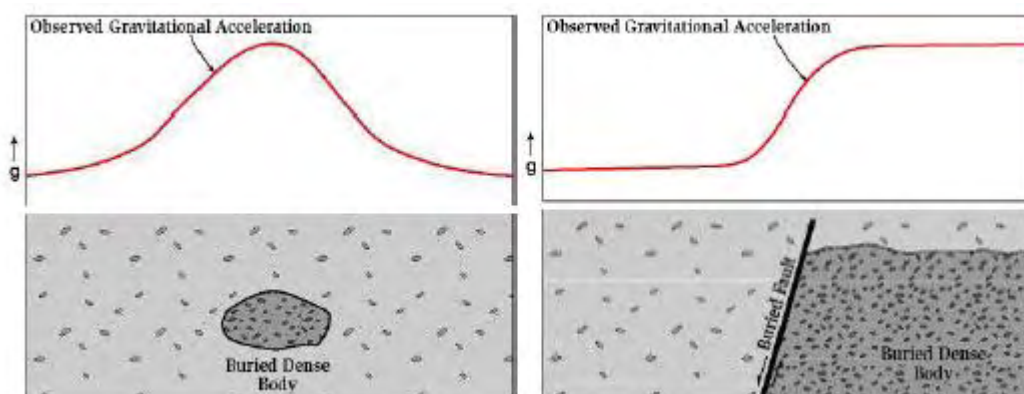
4.1 Εισαγωγή

Άμεσος σκοπός των βαρυτομετρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης είναι ο καθορισμός των οριζόντιων μεταβολών της πυκνότητας των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης με μέτρηση των μεταβολών της έντασης του πεδίου βαρύτητας και των χωρικών παραγώγων αυτής [12]. Ανήκει στους μη καταστροφικούς ελέγχους, [16] καθώς καθιστά δυνατή την αναπαράσταση μιας σχετικά ακριβούς εικόνας της δομής του υπεδάφους χωρίς να επιδρά αρνητικά σε αυτό (π.χ. όπως στη περίπτωση της γεώτρησης). Στόχος τους είναι ο εντοπισμός υπεδαφικών δομών ενδιαφέροντος από τις διαταραχές που δημιουργούνται στο πεδίο βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης. Οι μέθοδοι αυτές είναι πολύ απλές από άποψη

θεωρητικών αρχών (βασίζονται στο νόμο της παγκόσμιας έλξης του Νεύτωνα), ωστόσο οι ανωμαλίες, που δημιουργούν στη γήινη επιφάνεια οι εδαφικοί σχηματισμοί ενδιαφέροντος είναι πάρα πολύ μικρές, επομένως πρακτικά απαιτούνται υψηλής διακριτικής ικανότητας όργανα και σύνθετες τεχνικές επεξεργασίας των μετρήσεων .

Τα γεωλογικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα του υπεδάφους και η πυκνότητα της γήινης μάζας, όπως προφανώς και οι διαφορές αυτής στο χώρο, επιδρούν στην κατανομή της έντασης της βαρύτητας στην επιφάνεια της γης. Συνεπώς ορισμένα μεταλλεύματα προκαλούν διαφορές βαρύτητας λόγω της μεγαλύτερης πυκνότητάς τους σε σύγκριση με την πυκνότητα των πετρωμάτων που τα περιβάλλουν [9]. Με την ανίχνευση και ανάλυση των μεταβολών βαρύτητας σε διάφορες θέσεις ή περιοχές επιδιώκεται ο προσδιορισμός των πιθανότερων αιτιών που προκαλούν τις εν λόγω μεταβολές κυρίως όσον αφορά την ανίχνευση υπεδάφινων στρωμάτων που πιθανά ενέχουν οικονομική σημασία, όπως είναι τα κοιτάσματα πετρελαίου.

Η πυκνότητα ενός υλικού, όπως άλλωστε υποδεικνύει και ο μαθηματικός τύπος αυτής εκφράζει την ποσότητα σημειακών μαζών που απαιτούνται για να παρασταθεί η ύλη ανά μονάδα μάζας όγκου του υλικού. Επομένως για ένα υψηλής πυκνότητας κοίτασμα, απαιτούνται περισσότερες σημειακές μονάδες μάζας ανά μονάδα όγκου από ότι για ένα χαμηλότερης πυκνότητας έδαφος. Αυτό αποτελεί τη βάση στην οποία στηρίζεται η βαρυτομετρική μέθοδος [13].



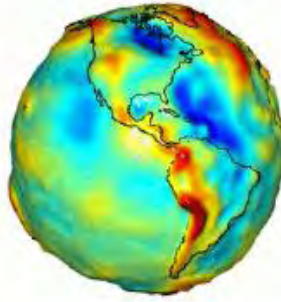
Σχήμα 4.1 Εικονογραφήσεις που απεικονίζουν την σχετική μεταβολή της εδαφικής επιτάχυνσης της βαρύτητας g πάνω από γεωλογικές δομές[16]

όπου: observed gravitational acceleration(παρατηρούμενη βαρυτική επιτάχυνση), buried dense body (θαμμένο σώμα μεγάλης πυκνότητας)

Η μέθοδος της βαρυτομετρίας χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά για τον εντοπισμό ορυκτού αλατιού στον κόλπο του Μεξικού και στη συνέχεια εφαρμόστηκε στη μελέτη των χαρακτηριστικών των τεκτονικών πλακών. Δεν αποτελεί άμεση μέθοδο εντοπισμού κοιτασμάτων πετρελαίου, αλλά αν αυτό είναι μικρής πυκνότητας και συσσωρευμένο σε μία εδαφική έκταση, τότε προκαλεί μείωση της έντασης της βαρύτητας, η οποία μπορεί να ανιχνευτεί μέσω της μεθόδου της βαρυτομετρικής διασκόπησης [17]. Το ερώτημα που τίθεται είναι αν υπάρχουν εδαφικές συγκεντρώσεις υδρογονανθράκων αρκετά μεγάλες σε έκταση και πάχος έτσι ώστε να δικαιολογήσουν περεταίρω εξερεύνηση (π.χ. με τη μέθοδο γεωτρήσεων). Η μέθοδος της βαρυτομετρίας μπορεί να δώσει απάντηση σε αυτό το ερώτημα καθώς τα ιζηματογενή πετρώματα έχουν μικρότερη πυκνότητα από τα υπόλοιπα. Η βαρυτομετρική διασκόπηση μπορεί να διεξαχθεί τόσο στον στερεό φλοιό της Γης όσο και στο θαλάσσιο με χρήση αντίστοιχων κατάλληλων τεχνικών και εξοπλισμού.

4.2 Ανωμαλίες στο πεδίο βαρύτητας της γης

Η ένταση του πεδίου της βαρύτητας δεν έχει μια δεδομένη τιμή αλλά ποικίλει ελαφρώς από θέση σε θέση πάνω στην επιφάνεια της Γης καθώς το σχήμα της δεν είναι απολύτως σφαιρικό και η μορφολογία αυτής (ανάγλυφο) δεν χαρακτηρίζεται από ομοιογένεια αλλά παρουσιάζει διαφορές. Το γεωγραφικό πλάτος προκαλεί μεταβολές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση που οφείλονται στο ελλειψοειδές σχήμα και την περιστροφή της Γης. Επίσης, χωρικά παρουσιάζονται υψομετρικές διαφορές και η ένταση της βαρύτητας είναι διαφορετική στα όρη σε σχέση με τη θάλασσα, ενώ μεταβάλλεται συμμετρικά από τον ισημερινό προς τους πόλους. Στις επιδράσεις συγκαταλέγονται και προσωρινές, όπως στην περίπτωση των παλιρροιών που προκαλούν μεταβολές στο βαρυντικό πεδίο εξ αιτίας της βαρυτική έλξης που αναπτύσσεται μεταξύ ηλίου και σελήνης. Οι μεταβολές αυτές καλούνται κανονικές, καθορίζονται εξαιτίας της δομής της ίδια της Γης και είναι προβλέψιμες καθώς μπορούν να υπολογιστούν για κάθε σημείο στη γήινη επιφάνεια [10].)



Σχήμα 4.2 Χάρτης βαρυτομετρικών ανωμαλιών στη γήινη επιφάνεια. Δημιουργήθηκε από τη NASA στα πλαίσια του προγράμματος GRACE. Τα κόκκινα χρώματα δείχνουν περιοχές όπου η βαρύτητα είναι μεγαλύτερη από την κανονική τιμή της, ενώ τα μπλε χρώματα υποδηλώνουν περιοχές όπου η βαρύτητα είναι μικρότερη από την κανονική τιμή της[9]

Υπάρχουν, όμως, και μεταβολές οι οποίες δεν είναι εύκολα προβλέψιμες και προσδιορίσιμες και οφείλονται στη διαφορά της πυκνότητας των συστατικών υλικών της λιθόσφαιρας (δηλαδή το εξωτερικό δύσκαμπτο περίβλημα της Γης που περιλαμβάνει ο φλοιό και μέρος του στερεού ανώτερου μανδύα). Με απλούστερα λόγια, στα βαρύτερα γεωλογικά στρώματα και γενικώς πετρώματα, τα οποία προφανώς έχουν και μεγαλύτερη πυκνότητα, παρατηρείται μεγαλύτερη ένταση της βαρύτητας, ενώ στα ελαφρά μικρότερη. Αυτές οι μεταβολές ονομάζονται *τοπικές* καθώς είναι περιορισμένης γεωγραφικής έκτασης. Επιπρόσθετα, υπάρχουν και άλλες βαρυτικές μεταβολές, που οφείλονται σε γεωλογικά αίτια, αλλά είναι μεγαλύτερης εκτάσεως και για τον λόγο αυτό αποκαλούνται *επιχώριες ανωμαλίες* βαρύτητας ή ανωμαλίες μεγάλης κλίμακας. Σε αντίθεση με τις τοπικές μεταβολές, οι επιχώριες ανωμαλίες χαρακτηρίζονται συνήθως από τη συνεχή μεταβολή της τιμής της βαρύτητας κυρίως προς μία μόνο κατεύθυνση εξ αιτίας της ύπαρξης διαφορών της πυκνότητας μεταξύ γεωλογικών σχηματισμών μεγάλης έκτασης ή το γενικότερο ανάγλυφο της περιοχής [10]



Σχήμα 4.3 Τοπικές και επιχώριες ανωμαλίες βαρύτητας εξ αιτίας των μεταβολών της πυκνότητας των υπεδάφινων στρωμάτων[10]

4.3 Θεμελιώδεις αρχές της μεθόδου της βαρυτομετρικής διασκόπησης

4.3.1 Νόμος παγκόσμιας έλξης

Θεμελιώδης αρχή των μεθόδων της βαρυτομετρικής διασκόπησης αποτελεί ο Νόμος της Παγκόσμιας Έλξης της Βαρύτητας του Νεύτωνα. Όπως αυτός διατυπώθηκε αρχικά το 1686 στην κλασσική εργασία του Philosophiae Naturalis Principia Mathematica (Οι μαθηματικές αρχές της φυσικής φιλοσοφίας). Σύμφωνα με αυτόν : «Το μέτρο της δύναμης F, με την οποία έλκονται δύο υλικά σημεία που έχουν μάζες m_1 και m_2 που θεωρούνται συγκεντρωμένες σε δύο σημεία P1 και P2 είναι ανάλογο του γινομένου των μαζών και αντιστρόφως ανάλογο του τετραγώνου της απόστασης των σημείων αυτών»[12]. Μαθηματικά ο παραπάνω νόμος εκφράζεται ως εξής:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (4.1)$$

όπου r είναι η απόσταση μεταξύ των κέντρων των δύο μαζών , και G είναι η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας, που θεωρείται ότι έχει την ίδια τιμή σε όλο το ηλιακό μας σύστημα και τους εγγύς σε αυτό γαλαξίες, και της οποίας η αποδεκτή τιμή είναι $6,672 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{gr}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$ στο σύστημα C.G.S.

Η δύναμη F είναι διανυσματικό μέγεθος με διεύθυνση από το m_2 προς το m_1 και είναι πάντα θετική καθώς όλα τα αντικείμενα έλκονται προς το κέντρο της Γης.[18]. Η σχέση που εκφράζει το νόμο της Παγκόσμιας Έλξης είναι τελείως συμμετρική, δηλαδή δεν θεωρείται πρωταρχική η μία ή η άλλη μάζα. Ωστόσο για ευκολία η μία μάζα θεωρείται ως έλκουσα και η άλλη ως ελκούμενη. Αν δεν ληφθεί υπόψη το ελλειψοειδές σχήμα της Γης και θεωρηθεί ότι αυτή είναι μία ομογενής σφαίρα μάζας M , τότε το μέτρο της F , της ελκτικής δύναμης που ασκεί η Γη πάνω σε σώμα μάζας m που βρίσκεται έξω από αυτή και σε απόσταση r από το κέντρο της είναι ίση με :

$$F = G \frac{Mm}{r^2} \quad (4.2)$$

Όπως είναι φυσικό η μάζα της Γης, M , εκλαμβάνεται ως έλκουσα, ενώ η μάζα m ανήκει σε οποιοδήποτε σώμα απέχει απόσταση r από το κέντρο της Γης και εκλαμβάνεται ως ελκούμενη. Καθώς στην βαρυτημετρία σκοπός είναι ο εντοπισμός επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών οικονομικού ενδιαφέροντος, ως απόσταση r θεωρείται αυτή μεταξύ του κέντρου και της επιφάνειας της Γης, δηλαδή η ακτίνα της Γης.

4.3.2 Ένταση του πεδίου βαρύτητας

Οι μετρήσεις της βαρύτητας της Γης συνήθως δεν αφορούν τη δύναμη της βαρύτητας, αλλά την επιτάχυνση της βαρύτητας, g , η οποία είναι ο ρυθμός μεταβολής της ταχύτητας ενός σώματος υπό την επίδραση της βαρυτικής δύναμης. Σύμφωνα με τον δεύτερο νόμο του Νεύτωνα, η δύναμη F που ασκείται σε ένα σώμα μάζας m είναι ανάλογη της επιτάχυνσης a στην οποία υποβάλλεται το σώμα εξαιτίας της ασκούμενης δύναμης, με σταθερά αναλογία την μάζα του αντικειμένου. Μαθηματικά, δηλαδή, η σχέση δύναμης -επιτάχυνσης εκφράζεται ως εξής:

$$F = ma \leftrightarrow a = \frac{F}{m} \quad (4.3)$$

Στην περίπτωση που ως έλκουσα μάζα, m_1 , θεωρηθεί η μάζα M της Γης, τότε η επιτάχυνση a ταυτίζεται με την επιτάχυνση g της βαρύτητας. Λαμβάνοντας αυτό υπόψη και εφαρμόζοντας την σχέση (4.3), στην σχέση (4.2), προκύπτει ότι το μέτρο της έντασης g του βαρυτικό πεδίου είναι ίσο με:

$$g = G \frac{M}{r^2} \quad (4.4)$$

όπου r είναι η ακτίνα της Γης εφόσον αυτή όπως αναφέρθηκε θεωρείται ότι έχει σφαιρικό και όχι ελλειψοειδές σχήμα.

Η επιτάχυνση g είναι και αυτή διανυσματικό μέγεθος με διεύθυνση κάθετη στο κέντρο της Γης και φορά προς το εσωτερικό της ενώ το μέτρο της στην επιφάνεια της Γης είναι ίσο με $9,8 \text{ m/s}^2$. Το διάνυσμα g δεν έχει γενικά κατακόρυφη διεύθυνση. Το γεγονός αυτό οφείλεται στη περιστροφή της Γης, στο ανώμαλο τοπογραφικό ανάγλυφο και στις έλξεις των ουράνιων σωμάτων όπως ο Ήλιος και η Σελήνη. Αν θεωρηθεί καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων στην επιφάνεια της Γης, τότε το διάνυσμα g περιγράφεται ως:

$$g = g_x i + g_y j + g_z k \quad (4.5)$$

όπου i, j, k , τα μοναδιαία διανύσματα κατά μήκος των αξόνων του συστήματος. Συνήθως λαμβάνεται το σύστημα αυτό έτσι ώστε ο z άξονας να είναι κατακόρυφος, ο x κατά τη διεύθυνση Δύση -Ανατολή και ο y κατά τη διεύθυνση Βορά-Νότος.

Ως μέγεθος μελετήθηκε για πρώτη φορά από τον Γαλιλαίο κατά το διάσημο πείραμα της Pisa και προς τιμή του η μονάδα μέτρησης αυτής ονομάστηκε $\text{gal} (= \text{cm/s}^2)$ [18]. Καθώς οι μεταβολές της υπόγειων εδαφικών σχηματισμών προκαλούν μεταβολές της

τιμής της έντασης του πεδίου βαρύτητας πολύ μικρότερες από $9,8 \text{ cm/s}^2$ ή αλλιώς 980 gals, για τον λόγο αυτό στη βαρυτομετρία χρησιμοποιείται συνηθέστερα ως μονάδα μέτρησης το mgal ($=10^{-3} \text{ cm/s}^2$)[9,10].

4.3.3 Δυναμικό του πεδίου βαρύτητας

Το βαρυτικό πεδίο είναι συντηρητικό: αυτό σημαίνει ότι το έργο που παράγεται κατά την κίνηση ενός σωματιδίου μέσα σε αυτό είναι ανεξάρτητο από την διαδρομή που ακολουθεί και εξαρτάται μόνο από το αρχικό και το τελικό σημείο. Κατά συνέπεια, αν ένα σωματίδιο εκτελέσει μια διαδρομή και επιστρέψει στο σημείο από το οποίο ξεκίνησε υπό την επίδραση μιας συντηρητικής δύναμης, τότε το έργο της δύναμης πάνω στο σωματίδιο είναι μηδέν. Ένας άλλος τρόπος να εκφραστεί αυτή η ιδιότητα είναι ότι το άθροισμα της κινητικής και της δυναμικής ενέργειας διατηρείται σταθερό μέσα σε ένα κλειστό σύστημα.

Η περιγραφή της έλξης της Γης είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη, δεδομένου ότι απαιτείται γνώση των τριών διανυσματικών συνιστωσών της ελκτικής δύναμης για κάθε σημείο στο χώρο. Για το λόγο αυτό συνήθως υιοθετείται ένας απλούστερος τρόπος με την εισαγωγή μια βαθμούς συνάρτησης U , το λεγόμενο δυναμικό έλξης.[10]. Το δυναμικό του βαρυτικού πεδίου, ή αλλιώς Νευτώνειο ή 3διαστατο δυναμικό ορίζεται ως [18]:

$$\nabla U(x, y, z) = -\frac{F(x, y, z)}{m_2} = -g(x, y, z) \quad (4.6)$$

Σε σφαιρικές συντεταγμένες, η παραπάνω σχέση μετασχηματίζεται ως εξής[18]:

$$\nabla U(r, \theta, \varphi) = -\frac{F(r, \theta, \varphi)}{m_2} = -g(r, \theta, \varphi) \quad (4.7)$$

Εναλλακτικά, το βαρυτικό δυναμικό μπορεί να γραφτεί ως εξής [18]:

$$U(r, \theta, \varphi) = \int_{\infty}^r (\nabla U) dr = - \int_{\infty}^r g dr \quad (4.8)$$

Είναι δηλαδή ίσο με μείον το έργο ανά μονάδα μάζας που εκτελεί η δύναμη της βαρύτητας από μία θέση αναφοράς (εδώ επιλέγεται το άπειρο) σε μία απόσταση r από την πηγή του βαρυτικού πεδίου και είναι ανεξάρτητο της διαδρομής. Συνηθίζεται ως σημείο αναφοράς να επιλέγεται το άπειρο ($r_0 \rightarrow \infty$), διότι $\Phi(\infty)=0$. Η εκλογή του απείρου ως σημείο αναφοράς οδηγεί επίσης στο αποτέλεσμα ότι το βαρυτικό δυναμικό είναι παντού αρνητικό.

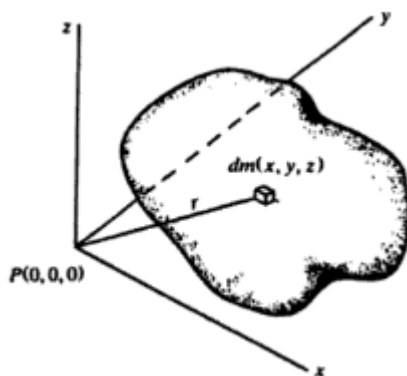
Χρησιμοποιώντας την σχέση (4.4) στη σχέση (4.8) προκύπτει ότι το δυναμικό σε βαθμωτή μορφή είναι ίσο με [18]:

$$U = -G \int_{\infty}^r M \left(\frac{1}{r^2} \right) dr = G \cdot M/r \quad (4.9)$$

Από την σχέση αυτή αποδεικνύεται ότι το δυναμικό είναι αντιστρόφως ανάλογο της απόστασης ,r, από το κέντρο της Γης. Πολλές φορές τα προβλήματα που συσχετίζονται με τη βαρύτητα είναι πιο απλό να επιλυθούν υπολογίζοντας το βαρυτικό δυναμικό U, παρά το διάνυσμα της επιτάχυνσης της βαρύτητας ,g, και στη συνέχεια αυτό να προσδιοριστεί μέσω της παραπάνω σχέσης.

4.3.4 Πυκνότητα

Αν θεωρηθεί μία μάζα αυθαίρετου σχήματος σε ένα τρισδιάστατο χώρο, όπως στο σχήμα που ακολουθεί, τότε το βαρυτικό δυναμικό ,U, και η επιτάχυνση της βαρύτητας, g, σε ένα σημείο εξωτερικά της μάζας μπορούν να προσδιοριστούν θεωρώντας ότι η μάζα αποτελείται απειροελάχιστα στοιχειώδη τμήματα αυτής και ολοκληρώνοντας.



Σχήμα 4.4 Βαρυτικό δυναμικό τρισδιάστατης μάζας[20]

Από την σχέση (4.9) το δυναμικό σε μια στοιχειώδη μάζα dm σε ένα σημείο (x,y,z,) του χώρου και σε απόσταση r από το σημείο αναφοράς P(0,0,0) είναι:

$$dU = G \frac{dm}{r} = G \cdot p dx dy dz / r \quad (4.10)$$

όπου p(x,y,z,) είναι η πυκνότητα και $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$. Τότε το δυναμικό της συνολικής μάζας του σώματος είναι προφανώς ένα τριπλό ολοκλήρωμα της μορφής [18]:

$$U = G \iiint \left(\frac{p}{r} \right) dx dy dz \quad (4.11)$$

4.4 Η σημασία της πυκνότητας των γεωυλικών

Η πυκνότητα των γεωυλικών (εδαφικοί και βραχώδεις σχηματισμοί και πετρώματα) αποτελεί μία από τις σημαντικότερες παραμέτρους για την μέθοδο της βαρυτομετρίας, καθώς πρωταρχικός σκοπός αυτής είναι ο εντοπισμός δομών που παρουσιάζουν αντίθεση πυκνότητας και αποτελούν αιτίες (μεταξύ και άλλων που προαναφέρθηκαν) των ανωμαλιών βαρύτητας που μετριοούνται στην επιφάνεια της γης. Για τον λόγο αυτό, γνώσεις σχετικές με την πυκνότητα των πετρωμάτων και ορυκτών (π.χ. πετρέλαιο) είναι εντελώς απαραίτητες για την ερμηνεία βαρυτομετρικών δεδομένων.

Ως αντίθεση πυκνότητας σύμφωνα με τον Παπαζάχο(1996), *ορίζεται η διαφορά της πυκνότητας των πετρωμάτων που περιβάλλουν μια δομή , η οποία είναι αντικείμενο εντοπισμού και μελέτης, από την πυκνότητα της δομής αυτής.* Η τιμή αυτής της παραμέτρου είναι συνήθως της τάξεως των $0,2 \text{ gr/cm}^3$, αλλά πολλές φορές είναι απαραίτητο να γίνει ανίχνευση μικρότερων τιμών αυτής. Καθώς η ιδιότητα αυτή των πετρωμάτων παρουσιάζει ανωμαλίες μέσα σε μικρό διάστημα εντός του γήινου φλοιού, είναι επιτακτικός ο όσο το δυνατόν ακριβέστερος καθορισμός της πυκνότητας των επιφανειακών στρωμάτων, από την στιγμή που αυτή χρησιμοποιείται για την αναγωγή των μετρήσεων βαρύτητας και αποτελεί μία από τις δυσκολίες ερμηνείας των βαρυτομετρικών δεδομένων.

Οι πυκνότητες των πετρωμάτων είναι από τις λιγότερο μεταβαλλόμενες γεωφυσικές παραμέτρους, συνήθως κυμαίνονται μεταξύ $1,60$ και $3,20 \text{ gr/cm}^3$ και κυρίως εξαρτώνται από την ορυκτολογική σύνθεση και το πορώδες. Στα ιζηματογενή πετρώματα η πυκνότητα αυξάνει με το βάθος λόγω συμπίεσης και με την ηλικία λόγω συγκόλλησης, στα μεταμορφωσιγενή λόγω της σύνθεσης, ενώ στην περίπτωση των πυριγενών πετρωμάτων η πυκνότητα αυξάνεται όσο πηγαίνουμε από τα όξινα στα βασικά και υπερβασικά [21].

Σύμφωνα με εργαστηριακές και άλλες μεθόδους που χρησιμοποιεί η επιστήμη της Γεωλογίας, έχουν προσδιοριστεί οι πυκνότητες δειγμάτων διαφόρων γεωυλικών και έχουν γίνει σχετικοί πίνακες. Αυτοί, χρησιμοποιούνται όχι μόνο για την εκτίμηση της πυκνότητας των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών όταν είναι γνωστή η δομή και η μορφολογική τους σύσταση, αλλά και στην γεωλογική ερμηνεία του αποτελέσματος μιας βαρυτομετρικής διασκόπησης. Οι πυκνότητες των γεωυλικών

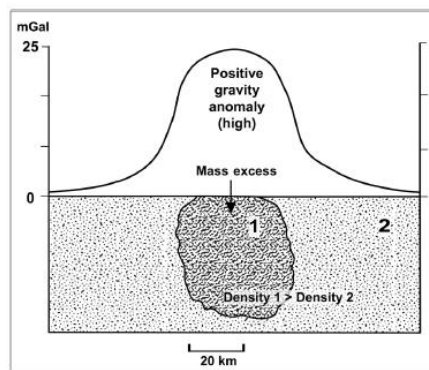
ποικίλουν από 880kg/m³ (πάγος) (ή 0 στη περίπτωση αέρα) μέχρι 8000 για κάποια σπάνια μεταλλεύματα.

Στη πλειονηφία των περιπτώσεων η πυκνότητα ενός εδαφικού σχηματισμού δεν προσδιορίζεται στο πεδίο (in situ) αν και μπορεί να μετρηθεί με εργαλεία-εξοπλισμό καταγραφής γεωτρήσεων. Συνήθως καθορίζεται με εργαστηριακές μεθόδους σε δείγματα που έχουν ληφθεί από γεωτρήσεις. Ωστόσο, τα εργαστηριακά αποτελέσματα δεν δίνουν με ακρίβεια την πυκνότητα καθώς τα δείγματα είναι πιθανό να έχουν υποστεί αλλοίωση (διάβρωση, αφυδάτωση) κατά τη μεταφορά τους ή το χρόνο παραμονής τους στο χώρο του εργαστηρίου [18]. Για τον λόγο αυτό εφαρμόζονται γεωφυσικές μέθοδοι προσδιορισμού της πυκνότητας, οι οποίες διακρίνονται σε: βαρυτομετρικές(π.χ. μέθοδος Nettleton, Parasnis και μέθοδος με υπάγεις μετρήσεις της έντασης), σεισμικές και ραδιομετρικές [12]

Ορυκτά πετρώματα							
Πετρέλαιο	0.6- 0.9	Γύψος	2.2- 2.6	Βαρύτης	4.3- 4.6	Αιματίτης	4.9- 5.2
Μαλακοί άνθρακες	1.2- 1.5	Ανυδρίτης	2.9- 3.0	Χρωμίτης	4.3- 4.6	Μαγνητίτη ς	5.0- 5.2
Σκληροί άνθρακες	1.4- 1.8	Σφαλερίτης	3.5- 4.0	Μαγνητο- πυρίτης	4.5- 4.6	Αρσено- Πυρίτης	6.0- 6.2
Ορυκτό αλάτι	2.1- 2.4	Λειμωνίτης	3.6- 4.0	Σιδηρο- πυρίτης	4.9- 5.2	Γαληνίτης	7.4- 7.6
Ιζηματογενή πετρώματα							
Άμμοι	1.4- 1.8	Ασβεστολ. Τόφφοι	1.6- 1.7	Ψαμμίτης	1.6- 2.7	Άργυλοι	1.6- 3.2
Αργ. Σχιστόλιθος	1.7- 3.2	Δολομίτης	2.1- 2.6	Μάργες	2.2- 2.6	Ασβεστόλι- θος	2.7- 2.8
Μεταμορφωσιγενή πετρώματα							
Χαλαζίτης	2.4- 2.8	Σερπεντίτης	2.4- 2.8	Κρυστ. Σχιστόλιθος	2.4- 2.9	Μάρμαρο	2.6- 2.9
Γνεύσιος	2.6- 3.0	Φυλλίτης	2.7- 3.0				
Εκρηξιγενή πετρώματα							
Ρυόλιθος	2.4- 2.7	Ανδεσίτης	2.4- 2.7	Διορίτης	2.7- 3.0	Γάββρος	2.9- 3.1
Τραχείτης	2.4- 2.8	Γρανίτης	2.5- 2.8	Διαβάσης	2.8- 3.1	Περιοδίτης	3.1- 3.3
Δοκίτης	2.4- 2.8	Γρανο- διορίτης	2.7- 2.8	Βασάλτης	2.7- 3.3		

Σχήμα 4.5 Πυκνότητα χαρακτηριστικών ορυκτών και πετρωμάτων(σε gr/cm³)[18]

Σύμφωνα με το παραπάνω πίνακα αν για παράδειγμα μεταξύ μαρμάρων και σχιστολίθων παρεμβάλλεται ένα εκρηξιγενές πέτρωμα όπως ο περιοδίτης, παρουσιάζεται αύξηση της έντασης της βαρύτητας. Αντίθετα, αν μεταξύ αργιλικών πετρωμάτων παρεμβάλλονται κοιτάσματα πετρελαίου τότε παρουσιάζεται μείωση της έντασης της βαρύτητας. Επίσης, σε περιπτώσεις μετάπτωσης των πετρωμάτων, εξ αιτίας της οποίας έρχονται σε επαφή δύο διαφορετικής σύστασης πετρώματα, είναι δυνατόν να προκληθούν αισθητές τοπικές ανωμαλίες βαρύτητας ακόμα και αν η διαφορά της πυκνότητας των πετρωμάτων είναι μικρή, πχ μεταξύ λιγνιτών και μαργών. Ως γενικό συμπέρασμα, αν ένα τμήμα υπεδάφου έχει πυκνότητα μεγαλύτερη από εκείνη των πετρωμάτων που το περιβάλλουν, τότε προκαλείται μια θετικής ανωμαλία στην ένταση της βαρύτητας, ενώ στην αντίθετη περίπτωση θα παρατηρείται αρνητική[10]



Σχήμα 4.6 Περίπτωση θετικής ανωμαλίας[15]

Ένα διάγραμμα, όπως το παραπάνω, που αναπαριστά τη μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας με την τοποθεσία, καλείται βαρυντικό προφίλ(gravity profile). Σε αντίθεση με ότι μπορεί να πιστεύει κανείς αρχικά, το σχήμα της καμπύλης που περιγράφει τη μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας δεν εξαρτάται από την απόλυτη πυκνότητα των πετρωμάτων [15]. Εξαρτάται μόνο από τη διαφορά ή αντίθεση πυκνότητας μεταξύ κοιτάσματος και του περιβάλλοντος εδάφους. Αυτό σημαίνει ότι η χωρική μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας που παράγεται σύμφωνα με το σχήμα θα ήταν ακριβώς η ίδια αν γινόταν η θεώρηση διαφορετικών πυκνοτήτων για το κοίτασμα και το περιβάλλον έδαφος, αρκεί η αντίθεση πυκνότητας $\rho_1 - \rho_2$ να είναι σταθερή. Η μόνη διαφορά που θα προέκυπτε θα ήταν μια μετατόπιση της καμπύλης (και όχι παραμόρφωση αυτής) που θα προέκυπτε από τα δύο διαφορετικά μοντέλα.

4.5 Τα κυριότερα προς μέτρηση φυσικά μεγέθη της βαρυτομετρικής μεθόδου

Τα φυσικά μεγέθη που μετριοούνται κατά την εφαρμογή των μεθόδων της βαρυτομετρικής διασκόπησης είναι οι συνιστώσες της έντασης του πεδίου βαρύτητας ή ποσότητες που εξαρτώνται από την βαθμίδα μεταβολής των συνιστωσών της έντασης με την κατακόρυφη ή οριζόντια απόσταση (πρώτη χωρική παράγωγος) ή από τη δεύτερη χωρική παράγωγο των συνιστωσών της έντασης. Οι παράμετρος αυτές αποτελούν όλα χωρικές παραγώγους του δυναμικού, U , του πεδίου βαρύτητας και είναι οι εξής:

A. Κατακόρυφη συνιστώσα της έντασης του πεδίου βαρύτητας.

Πρόκειται για την ποσότητα που μετρούν τα βαρύμετρα και αποτελεί τη βαθμίδα του δυναμικού του πεδίου βαρύτητας κατά την κατακόρυφη διεύθυνση και δίνεται από τη σχέση:

$$g_z = \frac{\partial U}{\partial z} \quad (4.12)$$

Η μεταβολή, δg , της ποσότητας αυτής που προκαλείται από δομές οι οποίες παρουσιάζουν αντίθεση πυκνότητας με το περιβάλλον ονομάζεται βαρυτομετρική ανωμαλία και κατά προσέγγιση είναι ίση με τη μεταβολή του μέτρου της έντασης του πεδίου βαρύτητας. Οι ανωμαλίες βαρύτητας που προκαλούνται από γεωλογικές δομές που παρουσιάζουν οικονομικό ενδιαφέρον κυμαίνονται μεταξύ 1mgal και 10mgal.

B. Κατακόρυφη βαθμίδα της έντασης

Είναι η πρώτη παράγωγος της κατακόρυφης συνιστώσας της έντασης κατά τη κατακόρυφη διεύθυνση και δίνεται από τη σχέση:

$$U_{zz} = \frac{\partial g_z}{\partial z} = \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (4.13)$$

Η ποσότητα αυτή και κυρίως η δεύτερη παράγωγος μεγεθύνουν τις ανωμαλίες που οφείλονται σε επιφανειακές δομές (μικρής κλίμακας ανωμαλίες όπως είναι αυτές που σχετίζονται τα κοιτάσματα πετρελαίου) σε βάρος των ανωμαλιών που οφείλονται σε βαθύτερες δομές (μεγάλης κλίμακας ανωμαλίες).

Γ. Δεύτερη παράγωγος της έντασης

Πρόκειται για τη δεύτερη παράγωγο της κατακόρυφης συνιστώσας της έντασης κατά τη κατακόρυφη διεύθυνση και δίνεται από το τύπο:

$$g_{zz} = \frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2} = \frac{\partial^3 U}{\partial z^3} \quad (4.14)$$

Η ποσότητα αυτή χρησιμοποιείται συχνά κατά την ερμηνεία των βαρυτομετρικών δεδομένων με διάφορες μεθόδους (προς τα κάτω συνέχεια του πεδίου, προς τα πάνω συνέχεια του πεδίου) και σε περιπτώσεις που επιδιώκεται ανάδειξη των τοπικών ανωμαλιών (residual anomalies) σε βάρος της μεγάλης κλίμακας ανωμαλιών (regional anomalies).

Δ. Οριζόντια βαθμίδα της έντασης

Ορίζεται ως η ανά μονάδα μήκους μεταβολή της κατακόρυφης συνιστώσας της έντασης κατά την οριζόντια διεύθυνση κατά την οποία η μεταβολή αυτής είναι η μέγιστη. Η ποσότητα αυτή παριστάνεται με διάνυσμα το οποίο έχει σημείο εφαρμογής το σημείο όπου γίνεται η παρατήρηση, διεύθυνση την οριζόντια διεύθυνση κατά την οποία η μεταβολή της g_z είναι μέγιστη, φορά την φορά ελάττωσης της g_z και μέτρα συνιστωσών της που δίνονται από τις σχέσεις:

$$U_{xz} = \frac{\partial g_z}{\partial x} = \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} \quad (4.15)$$

$$U_{yz} = \frac{\partial g_z}{\partial y} = \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z} \quad (4.16)$$

Η μονάδα μέτρησης της οριζόντιας βαθμίδας της έντασης λέγεται μονάδα Eotvos και είναι ίση με 10^{-6} mgal/cm. Το όνομα της μονάδας αυτής προέρχεται από τον Ούγγρο γεωφυσικό Eotvos Lorand. Η μέση κατακόρυφη βαθμίδα της επιτάχυνσης του πεδίου βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης είναι -3080 E και η μέση οριζόντια 1540 E.

Αποτελεί σημαντική βαρυτομετρική ποσότητα καθώς οι μικρές ή μεγάλες τιμές της εκφράζουν επιφανειακές ή βαθύτερες δομές, αντίστοιχα, και μπορεί να καθοριστεί από χάρτες τιμών της έντασης (καμπύλες ίσων τιμών g_z , προφίλ).

Ε. Διαφορική κυρτότητα

Αυτή αποτελεί μέτρο της παραμόρφωσης της ισοδυναμικής επιφάνειας του πεδίου βαρύτητας σε ορισμένο σημείο αυτής. Οι τομές της ισοδυναμικής επιφάνειας με επίπεδα που περνάν από το σημείο αυτό είναι καμπύλες των οποίων οι καμπυλότητες, δηλαδή, τα αντίστροφα των ακτίνων καμπυλότητας διαφέρουν, γενικά, μεταξύ τους. Μία από τις καμπύλες αυτές παρουσιάζει τη μέγιστη καμπυλότητα, $1/\rho_1$, και μια άλλη παρουσιάζει την ελάχιστη καμπυλότητα, $1/\rho_2$. Είναι γνωστό ότι τα επίπεδα στα οποία βρίσκονται οι καμπύλες αυτές αιώνια κάθετα μεταξύ τους. Η παραμόρφωση της

ισοδυναμικής επιφάνειας γύρω από το σημείο εξαρτάται από τη διαφορά $(1/\rho_1) - (1/\rho_2)$ των δύο ακραίων καμπυλοτήτων. Ως διαφορική κυρτότητα, R , της ισοδυναμικής επιφάνειας στο σημείο αυτό την ποσότητα που ορίζεται από τη σχέση:

$$R = \left(\frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2} \right) g \quad (4.17)$$

η οποία αποτελεί μέτρο της παραμόρφωσης της ισοδυναμικής επιφάνειας.

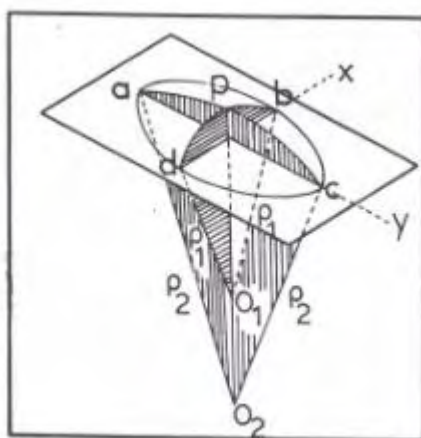
Αποδεικνύεται ότι: $R = U_{yy} - U_{xx}$

$$\text{όπου: } U_{xx} = \frac{\partial g_x}{\partial x} \quad \text{και} \quad U_{yy} = \frac{\partial g_y}{\partial y} \quad (4.18)$$

όταν ο άξονας x είναι κάθετος στο επίπεδο ελάχιστης κυρτότητας και ο άξονας y κάθετος στο επίπεδο μέγιστης κυρτότητας. Δηλαδή η διαφορική κυρτότητα παριστάνει τη διαφορά βαθμίδας της συνιστώσας g_x κατά τη διεύθυνση x από τη βαθμίδα της συνιστώσας g_y κατά τη διεύθυνση y . Η διαφορική κυρτότητα μετριέται σε μονάδες Eotvos.

Στη πράξη το μέγεθος αυτό μπορεί να μετρηθεί με στρεπτό ζυγό ενώ ο υπολογισμός του δεν είναι δυνατός με τη χρήση βαρυτόμετρων καθώς τα όργανα αυτά μετρούν μόνο τη κατακόρυφη συνιστώσα, g_z , και όχι τις οριζόντιες συνιστώσες, g_x, g_y .

Στους βαρυτομετρικούς χάρτες η διαφορική κυρτότητα παριστάνεται με βέλος που έχει τη διεύθυνση της ελάχιστης κυρτότητας και μέτρο ανάλογο της τιμής της διαφορικής κυρτότητας.



Σχήμα 4.7 Τα δύο επίπεδα ελάχιστης, O_2cpa , και μέγιστης, O_1bpd , καμπυλότητας που περνάν από το σημείο p του πεδίου βαρύτητας[12].

Συνοπτικά [22]:

- Η μετρηθούμενη παράμετρος είναι η ελκτική δύναμη που ασκείται σε μία δομή μάζας m εξαιτίας της παρουσίας μάζας M
- Η παράμετρος που καταγράφεται είναι η ένταση του βαρυτικού πεδίου η οποία μετριέται σε milliGals (μπορεί να συγκριθεί με m/s^2 καθώς ουσιαστικά πρόκειται για επιτάχυνση)
- Η προς ερμηνεία παράμετρος είναι συνήθως οι μεταβολές στη πυκνότητα οι οποίες οφείλονται σε υλικά και δομές κάτω από το σημείο μέτρησης.

4.6 Όργανα μέτρησης του πεδίου βαρύτητας

Η μέτρηση της έντασης της βαρύτητας g , σε ένα σημείο της γήινης επιφάνειας ή πάνω από αυτή μπορεί να εκτελεσθεί άμεσα ή έμμεσα. Στην πρώτη περίπτωση μετράται η απόλυτη τιμή της έντασης της βαρύτητας σε ένα συγκεκριμένο σημείο, ενώ στη δεύτερη περίπτωση μετράται η σχετική τιμή της, δηλαδή η διαφορά των τιμών της βαρύτητας σε δύο διαφορετικά σημεία. Για τον προσδιορισμό της απόλυτης τιμής χρησιμοποιείται είτε ένα εκκρεμές, είτε πραγματοποιείται η πτώση ενός σώματος από συγκεκριμένο ύψος. Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της σχετικής τιμής είναι: ο στρεπτός ζυγός, το εκκρεμές και το βαρυτόμετρο. Σήμερα χρησιμοποιείται σχεδόν αποκλειστικά το βαρυτόμετρο, ενώ τα άλλα όργανα εφαρμόζονταν στο παρελθόν και πλέον έχουν μόνο ιστορικό ενδιαφέρον [18]. Για τον λόγο αυτό, θα γίνει λεπτομερέστερη αναφορά μόνο στην περίπτωση του βαρυτόμετρου, ενώ για τους υπόλοιπους τρόπους προσδιορισμού θα περιγραφεί εν συντομία η αρχή λειτουργίας τους.

Προσδιορισμός απόλυτης τιμής

Είναι γνωστό πως εάν αγνοηθεί η επίδραση της αντίστασης του αέρα, οποιοδήποτε αντικείμενο που πέφτει κοντά στη γήινη επιφάνεια θα κινηθεί με σταθερή επιτάχυνση g , δηλαδή με την ένταση της βαρύτητας, η οποία κατά προσέγγιση έχει την τιμή $9,81 \text{ m/s}^2$ κοντά στην επιφάνεια της Γης, ενώ η κατεύθυνση του διανύσματος είναι προς το κέντρο της.

Σε αυτήν ακριβώς την τεχνική στηρίζονται οι μετρήσεις ενός πύκτοντος σώματος καθώς η επιτάχυνση υπολογίζεται άμεσα από την απόσταση και τον χρόνο της πτώσης. Στην περίπτωση μετρήσεων με εκκρεμές, η επιτάχυνση της βαρύτητας

υπολογίζεται μετρώντας την περίοδο ταλάντωσης του εκκρεμούς . Τέλος, σε περιπτώσεις κρέμασης μιας μάζας από ένα ελατήριο, γινόταν εκτίμηση της παραμόρφωσης υπό την επίδραση της βαρύτητας, οπότε μπορούσε σε κάποια πλαίσια να επιτευχθεί μια προσέγγιση της επιτάχυνσης g . [20].

Εξ αιτίας των σφαλμάτων που υπήρχαν στις μεθόδους από φυσικής άποψης (π.χ. αγνόηση της αντίστασης του αέρα) και της δυσκολίας στην εκτίμηση με ακρίβεια του χρόνου, οι τεχνικές αυτές έχουν πλέον απορριφθεί και θεωρούνται απαρχαιωμένες καθώς με την τεράστια βελτίωση που επήλθε στα τέλη του 20^{ου} αιώνα με την κατασκευή κατάλληλων οργάνων, στη σύγχρονη εποχή χρησιμοποιούνται πλέον αποκλειστικά τα βαρυτόμετρα [10]

Προσδιορισμός σχετικής τιμής

Όπως έχει ήδη αναφερθεί , σκοπός της βαρυτομετρικής διασκόπησης είναι ο καθορισμός των οριζόντιων μεταβολών της πυκνότητας των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών, γεγονός που καθιστά αναγκαία την μέτρηση της σχετικής τιμής της έντασης της βαρύτητας και όχι της απόλυτης.

Παλαιότερα, για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιούνταν ο στρεπτός ζυγός Eotvos. Πρόκειται για ένα ζυγό που αποτελείται από μία ευθύγραμμη ή τεθλασμένη δοκό στα άκρα της οποίας βρισκόταν δύο βάρη. Η δοκός κρεμιέται από το μέσο της με κατακόρυφο νήμα και έτσι μπορεί να περιστρέφεται στο οριζόντιο επίπεδο υπό την επίδραση της ροπής που οφείλεται στη νευτώνεια έλξη που ασκούν τα πτερώματα στις δύο μάζες και της ροπής στρέψης του νήματος [12].

Στη σύγχρονη εποχή, για την μέτρηση των μεταβολών που παρατηρούνται στο βαρυτικό πεδίο της Γης, χρησιμοποιούνται πλέον σύνθετης διακριτικής ικανότητας όργανα, τα οποία καλούνται βαρυτόμετρα. Αυτά θα πρέπει να είναι ιδιαίτερα ευαίσθητα, καθώς καλούνται να μετρήσουν μεταβολές στην επιτάχυνση της βαρύτητας της τάξης του ενός μέρους στα 100 εκατομμύρια, δηλαδή με ακρίβεια περίπου 0,01 mgal [16].

Γενικά τα βαρυτόμετρα διακρίνονται σε στατικού και αστατικού τύπου (Worden και La Coste Romberg), τα οποία διαθέτουν μεγαλύτερη ακρίβεια στις μετρήσεις συγκριτικά με τα πρώτα και για αυτό χρησιμοποιούνται κατεξοχήν σήμερα. Αν και πλέον τα βαρυτόμετρα στατικού τύπου θεωρούνται απαρχαιωμένα, υπάρχουν διαθέσιμα πολλά δεδομένα-μετρήσεις που ανακτήθηκαν με τη χρήση αυτών, κάτι το

οποίο θα πρέπει να ληφθέν υπόψη κατά την ερμηνεία παλιότερων βαρυτομετρικών χαρτών, καθώς αυτά δεν είναι το ίδιο ακριβή σε σχέση με τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση βαρυτόμετρων αστατικού τύπου[17]

Η αρχή λειτουργίας των περισσότερων βαρυτόμετρων είναι, ωστόσο, κοινή και στηρίζεται στη ταλάντωση μιας μάζας M κρεμασμένη στο άκρο ελατηρίου σταθεράς k (σχήμα 4.8). Καθώς τα βαρυτόμετρα είναι ιδιαίτερα ευαίσθητα όργανα, μικρές μεταβολές της βαρύτητας είναι ικανές να προκαλέσουν μετατόπιση της μάζας με φορά αντίθετη αυτής της δύναμης επαναφοράς του ελατηρίου. Αν και η μετατόπιση αυτή είναι αρκετά μικρή, υπακούει στο νόμο του Hooke, σύμφωνα με την οποία η μεταβολή της μετατόπισης του ελατηρίου είναι ανάλογη της μεταβολής της δύναμης που το προκαλεί. Τα σύγχρονα βαρυτόμετρα χρησιμοποιούν ελατήρια μηδενικού μήκους στα οποία μια αρχική δύναμη $f=-k s_0$ συγκρατεί τις σπείρες του ελατηρίου σε επαφή, έτσι ώστε η δύναμη επαναφοράς του ελατηρίου να μην ισούται με $F=-k(s-s_0)$ αλλά με $F=-k s$. [12]

Η παρατήρηση αυτή, σε συνδυασμό με το νόμο του Hooke, οδηγεί στην εξής μαθηματική διατύπωση :

$$\Delta F = M \delta g = k \delta s \text{ ή αλλιώς } \delta g = k \delta s / M \quad (4.19)$$

Η περίοδος ταλάντωσης του ελατηρίου είναι: $T = 2\pi\sqrt{M/k}$ (4.20)

Αντικαθιστώντας την σχέση 4.19 στη σχέση 4.20 προκύπτει ότι [18]:

$$\delta g = 4\pi^2 \delta s / T^2 \quad (4.21)$$

Η σχέση αυτή δείχνει ότι η μεταβολή του μήκους δs , είναι ανάλογη της μεταβολής της έντασης δg , του βαρυτικού πεδίου και ότι με μέτρηση της μεταβολής του μήκους μπορεί να υπολογιστεί εύκολα η μεταβολή της έντασης. Επίσης, προκύπτει ότι η ευαισθησία του βαρυτόμετρου, δηλαδή ο λόγος $\delta s / \delta g$, είναι ανάλογος του τετραγώνου της ιδιοπεριόδου του.

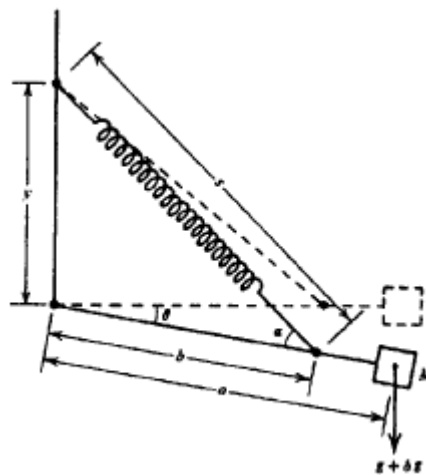
Η καινοτομία προσαρμογής ενός μηδενικού μήκους ελατηρίου έγκειται στην αύξηση της ευαισθησίας του οργάνου η οποία περιγράφεται από τον εξής τύπο [17]:

$$sensitivity = \frac{m a s^2}{k b z y} \quad (4.22)$$

Όπου m = η μάζα, a , b , y , s = οι διαστάσεις του μηχανισμού σύμφωνα με το σχήμα 4.8, k =η ελατηριακή σταθερά και z = το μη σταθμισμένο μήκος του ελατηρίου. Η

ευαισθησία του οργάνου σύμφωνα με τον τύπο μπορεί να αυξηθεί είτε αυξάνοντας τις παραμέτρους M , a και s , είτε ελαττώνοντας τη τιμή των μεγεθών k , b , z και y .

Στη πραγματικότητα, το μη σταθμισμένο μήκος του ελατηρίου είναι από την κατασκευή του πολύ μικρό. Επιπρόσθετα, στη προσπάθεια αύξησης της ευαισθησίας του βαρυτόμετρου, επινοήθηκαν σύνθετα ελατήρια με τα οποία επιτυγχάνεται η αύξηση της περιόδου, T , γεγονός που επιτρέπει την γρήγορη προσαρμογή του οργάνου κατά την ανάγνωση των μετρήσεων και τη μείωση των σφαλμάτων [17].



Σχήμα 4.8 Βαρυτόμετρο αστατικό τύπου (La Coste Romberg)[18]

Τα πιο κοινά βαρυτόμετρα στην αγορά είναι τα βαρυτόμετρα Worden, Scintrex και La Coste Romberg. Αυτά ελέγχονται μέσω της θερμοκρασίας και διαθέτουν μικρές ακίδες φωτός για να διαβάσουν τις ενδείξεις και για αυτό συνδέονται με επαναφορτιζόμενες μπαταρίες (που συνήθως επιτρέπουν την λειτουργία τους για περισσότερο από 16 ώρες). Το βαρυτόμετρο Worden χρησιμοποιεί ένα σταθερού μήκους ελατήριο (κύριο) ένα ελατήριο επαναφοράς στο άκρο του οποίου ταλαντώνεται μία μάζα και ένα τρίτο ελατήριο για τη μεταβολή του διαστήματος των τιμών μέτρησης. Το βαρυτόμετρο Scintrex Autogran, είναι ημι-αυτόματο, και αν και λίγο πιο ακριβό, σημειώνεται ότι διαθέτει μεγαλύτερη σταθερότητα και ακρίβεια στις ενδείξεις, καθώς μια ξαφνική παράληψη στην ανάγνωση κάποιας δεν συμβαίνει για μεγάλο χρονικό διάστημα. Τέλος, το βαρυτόμετρο La Coste Romberg έχει ακρίβεια 3 mgal και προτιμάται περισσότερο για την διεξαγωγή βαρυτομετρικής διασκόπησης στο πεδίο [16].

Σε αυτό το σημείο κρίνεται σημαντικό να γίνει μια σύντομη αναφορά στα κατασκευαστικά προβλήματα που αφορούν τα βαρυτόμετρα. Αυτά σχετίζονται

συνήθως με την θερμική διαστολή και τη μεταβολή των ελαστικών σταθερών των ελατηρίων. Για την αντιμετώπιση της θερμικής διαστολής, εφαρμόζονται πρακτικές όπως: προστασία των βαρυτόμετρων μέσα σε θήκη όπου η θερμοκρασία διατηρείται σταθερή με θερμοστάτη, αντιστάθμιση των μεταβολών της θερμοκρασίας με χρήση διμεταλλικών ελασμάτων και ελατήρια μικρού θερμικού συντελεστή. Για την διόρθωση των μεταβολών των ενδείξεων που οφείλονται σε μεταβολές των ελατηρίων γίνεται προσδιορισμός αυτών σε συνάρτηση με το χρόνο και χαρτογράφηση και στη συνέχεια προσαρμογή ομαλής καμπύλης στα σημεία παρατήρησης με βάση την οποία προσδιορίζεται το σφάλμα των μετρήσεων [12]

Παρά τις τεχνικές δυσκολίες που αναφέρθηκαν (και των οποίων η διόρθωση θα αναλυθεί με μεγαλύτερη λεπτομέρεια παρακάτω) , με τα διαθέσιμα στο εμπόριο βαρυτόμετρα σήμερα γίνονται συνήθεις μετρήσεις με ακρίβεια της τάξης των 0,05 mgal και σε μικρό χρόνο. Εκατομμύρια τέτοιων μετρήσεων έχουν πραγματοποιηθεί όχι μόνο στη ξηρά αλλά και στη θάλασσα. Πολλές από τις μετρήσεις αυτές πραγματοποιούνται με βαρυτόμετρα τα οποία τοποθετούνται μέσα σε κινούμενα πλοία ή αεροπλάνα.

4.7 Διεξαγωγή της βαρυτομετρικής διασκόπησης

Η μέθοδος της βαρυτομετρίας για να θεωρηθεί άρτια και ολοκληρωμένη, ώστε να δώσει τις βέλτιστες απαντήσεις ανάλογα με τον σκοπό για τον οποίο διεξάγεται , αποτελείται από τρία βασικά στάδια, τα οποία θα αναφερθούν αναλυτικότερα. Αυτά είναι:

- Απόκτηση δεδομένων από μετρήσεις στο πεδίο με χρήση κατάλληλου εξοπλισμού
- Αναγωγή των μετρήσεων
- Ερμηνεία των παρατηρήσεων και διεξαγωγή συμπερασμάτων

4.7.1. Απόκτηση δεδομένων

Η πραγματοποίηση των μετρήσεων βαρύτητας στο πεδίο είναι μια απλή διαδικασία που μπορεί να διεξαχθεί από ένα μόλις άτομο, ωστόσο συνήθως χρειάζονται δύο έτσι ώστε να προσδιοριστεί η βέλτιστη τοποθεσία(γεωγραφικό πλάτος, μήκος και ύψος) των σταθμών μέτρησης[16]. Η πυκνότητα των σταθμών εξαρτάται από το σκοπό της διασκόπησης και γίνεται μεγαλύτερη όταν το βαρυτικό πεδίο αλλάζει απότομα αφού

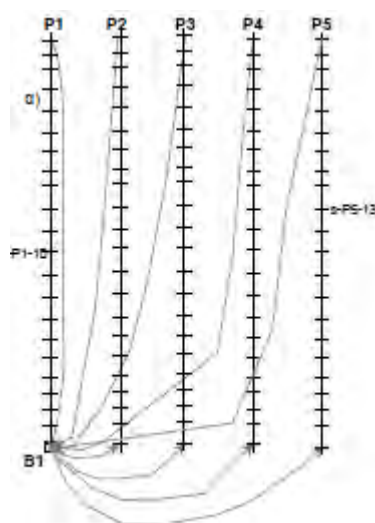
αυτές οι μεταβολές επηρεάζουν την ερμηνεία των βαρυτικών ανωμαλιών. Η διάκριση μεταξύ απλής αναγνώρισης ή αναλυτικής έρευνας στο πεδίο καθορίζεται από το στόχο της μελέτης, αν σκοπός, δηλαδή, αυτής είναι ο εντοπισμός εδαφικών σχηματισμών ή η χαρτογράφησή τους. Οι αποστάσεις των σταθμών στο πεδίο για την μέτρηση με βαρυτόμετρα ποικίλουν από 5 m έως και 20 km. Συνήθως, συνίσταται να μοντελοποιηθεί μαθηματικά η αναμενόμενη εδαφική ανωμαλία, πριν την πραγματοποίηση της έρευνας στο πεδίο, έτσι ώστε σε συνδυασμό με τα χαρακτηριστικά ακρίβειας του οργάνου, να γίνει η εκτίμηση της έκτασης της ανωμαλίας αυτής και κατά συνέπεια της απόστασης μεταξύ των σταθμών [16] Για την ανίχνευση κοιτασμάτων πετρελαίου η απόσταση μεταξύ των σταθμών κυμαίνεται μεταξύ 2 έως 4 km καθώς οι γεωλογικές δομές που συσχετίζονται με τη συγκέντρωση υδρογονανθράκων είναι συνήθως μεγαλύτερες από αυτό το εύρος και ως εκ τούτου δεν θα παραλειφθούν ανωμαλίες που οφείλονται στη ύπαρξή τους [18].

Στον σχεδιασμό για της έρευνας για την απόκτηση των δεδομένων θα πρέπει να ληφθούν υπόψη οι εξής παράγοντες [17]

1. Εάν η εκάστοτε μελέτη πρόκειται να συνδυαστεί και με άλλες για την διεξαγωγή συμπερασμάτων, το δίκτυο των σταθμών θα πρέπει να συμπεριλαμβάνει τουλάχιστον ένα σταθμό όπου είναι γνωστή η απόλυτη τιμή της έντασης του βαρυτικού πεδίου g .
2. Τα ύψη όλων των σταθμών πρέπει να είναι γνωστά ή να μετρούνται μέχρι τα 10 cm.
3. Τα γεωγραφικά πλάτη πρέπει να είναι γνωστά ανά 50 m.
4. Η τοπογραφία επηρεάζει τις μετρήσεις και για αυτό είναι προτιμότερο οι σταθμοί να εγκατασταθούν σε τοποθεσία όπου το ανάγλυφο δεν παρουσιάζει ιδιαίτερες ανωμαλίες.
5. Η προσβασιμότητα είναι πολύ σημαντική και γι αυτό η τοποθέτηση των σταθμών συνίσταται να γίνεται σε εύκολα στη πρόσβαση σημεία.
6. Η ακρίβεια στις μετρήσεις παίζει πρωταρχικό ρόλο καθώς κανένα υπολογιστικό πρόγραμμα και διαδικασία δεν μπορεί να αντισταθμίσει τα αποτελέσματα μιας ανακριβούς και έρευνας.

Πρωταρχικά, ορίζεται ένας σταθμός βάσης και ένα δίκτυο άλλων σημείων τα οποία κατά προτίμηση αποτελούν ένα κανονικό κάρναβο, δηλαδή, βρίσκονται σε κορυφές κανονικών σχημάτων ή ισαπέχουν σε μία τομή (προφίλ) ή περισσότερες παράλληλες

ή μη τομές [12]. Στην περίπτωση διεξαγωγής έρευνας για τον εντοπισμό συγκεντρώσεων υδρογονανθράκων, οι σταθμοί τοποθετούνται σε απόσταση 0.5 έως 1.0 km σε κανάβους έκτασης 6×6 km.

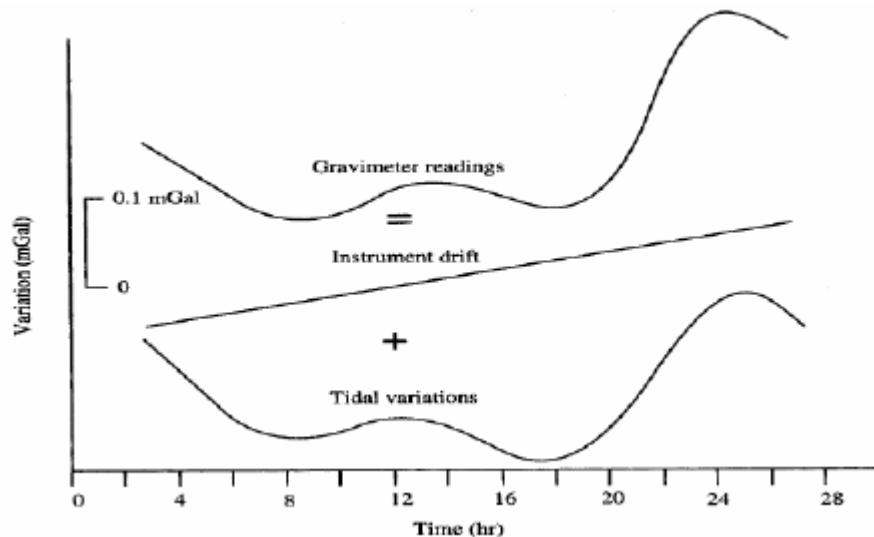


Σχήμα 4.9 Διάταξη κατά μήκος παράλληλων ευθειών, προφίλ-τομές σταθμών βαρυτομετρίας [21]

Η τιμή της έντασης της βαρύτητας σε ένα ορισμένο σημείο που μετριέται συνεχώς με ένα βαρυτόμετρο δεν παραμένει σταθερή με την πάροδο του χρόνου αλλά μεταβάλλεται. Πρόκειται δηλαδή για *προσωρινές μεταβολές*. Αυτό οφείλεται σε δύο λόγους:

- Στο ίδιο το βαρυτόμετρο όπου, του οποίου το ελατήριο παρουσιάζει ερπυσμό με αποτέλεσμα τη συνεχή μεταβολή του συστήματος απόκρισης του βαρυτόμετρου στις ασκούμενες δυνάμεις. Αυτό ονομάζεται πορεία του βαρυτόμετρου(drift) [12]. Επίσης, επειδή όλος ο μηχανισμός του βαρυτόμετρου βρίσκεται μέσα σε λάδι υπό σταθερή θερμοκρασία, αλλαγές στη θερμοκρασία με τον χρόνο επηρεάζουν τις τιμές μέτρησης. Οι μεταβολές αυτές είναι γραμμικές, της τάξης των μερικών δεκάτων mgal και συνήθως μικρότερες από 0.01 mgal/hour κάτω από κανονικές συνθήκες διεξαγωγής της έρευνας [16]
- Σε παλιρροϊκά φαινόμενα όπου, το βαρυτόμετρο ως πολύ ευαίσθητο όργανο, μπορεί να καταγράφει αλλαγές της έντασης του βαρυτικού πεδίου, g, που οφείλονται στις νευτώνειες δυνάμεις που ασκεί ο ήλιος και η σελήνη στη Γη. Όπως η βαρυτική έλξη του ηλίου και της σελήνης παραμορφώνει το σχήμα

του ωκεανού, έτσι παραμορφώνει και το σχήμα της γης. Επειδή τα πετρώματα υπακούουν στις εξωτερικές δυνάμεις που πιο απρόθυμα από το νερό, η παραμόρφωση της Γης υπό την επίδραση αυτών των εξωτερικών δυνάμεων είναι πολύ μικρότερη συγκριτικά με αυτή του ωκεανού. Έτσι, το μέγεθος των ωκεάνιων παλιρροιών μετριέται σε μέτρα, ενώ το μέγεθος της παλίρροιας της στερεάς γης μετριέται σε εκατοστά. Τα φαινόμενα αυτά είναι περιοδικά και δίνουν πλάτη 0.3 mgal [21].

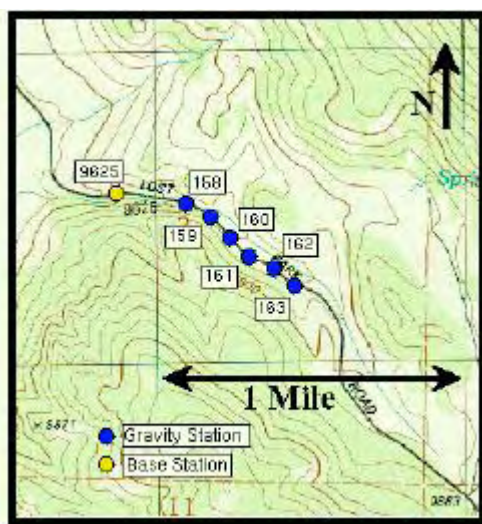


Σχήμα 4.10 Τυπική μεταβολή των ενδείξεων του βαρυτόμετρου ως συνδυασμό της γραμμικής μεταβολής του drift του οργάνου και των παλιρροϊκών φαινομένων[16]

όπου: variation (μεταβολή), gravimeter readings(μετρήσεις βαρυτομέτρου), instrument drift(διόρθωση της πορείας του οργάνου), tidal variations (παλιρροϊκές μεταβολές), time (χρόνος)

Οι μεταβολές αυτές δεν σχετίζονται με την γεωλογία της περιοχής και αποτελούν ένα είδος θορύβου για τις παρατηρήσεις της έρευνας. Δεδομένου, λοιπόν, ότι οι τιμές του βαρυτόμετρου σε μία σταθερή θέση αλλάζουν με το χρόνο, είναι σημαντικό να γίνεται διόρθωση των ενδείξεων ώστε να αντιμετωπίζονται και τα δύο αίτια χρονικής μεταβολής απόκρισης του βαρυτόμετρου.

Η διαδικασία διόρθωσης που εφαρμόζεται ονομάζεται *drift correction* και γίνεται ως εξής [25]:

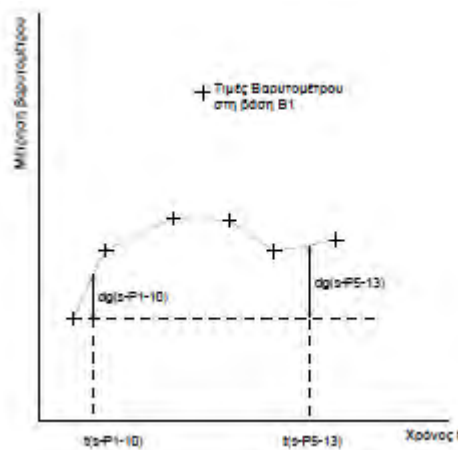


Σχήμα 4.11 Διαδικασία διόρθωσης του οργάνου (drift correction) [25]

1. Εγκαθίσταται ένας ή περισσότεροι σταθμοί βάσης. Η τοποθεσία σταθμών βάσης της συγκεκριμένης διασκόπησης δείχνεται στο σχήμα με κίτρινο κύκλο. Επειδή θα γίνουν επαναλαμβανόμενες βαρυτομετρικές μετρήσεις στο σταθμό βάσης, η τοποθεσία αυτού θα πρέπει να είναι εύκολα προσβάσιμη από τους βαρυτομετρικούς σταθμούς που περιλαμβάνει η διασκόπηση. Η θέση του συγκεκριμένου σταθμού, αναγνωρίζεται με το νούμερο 9626.
2. Οι βαρυτομετρικοί σταθμοί εγκαθίστανται κατάλληλα, ανάλογα με τη διασκόπηση που θα πραγματοποιηθεί. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, οι θέσεις των βαρυτομετρικών σταθμών σημειώνονται με μπλε κύκλους. Στο χάρτη οι τοποθεσίες σημειώνονται με το νούμερο του σταθμού από 158 έως 163
3. Πριν την έναρξη των μετρήσεων στους βαρυτομετρικούς σταθμούς, η διασκόπηση ξεκινά με την καταγραφή της σχετικής βαρύτητας στο σταθμό της βάσης και σημειώνοντας την ώρα που γίνεται η μέτρηση.
4. Η διαδικασία συνεχίζεται μεταφέροντας το βαρυτόμετρο στους σταθμούς 158 έως 163. Σε κάθε θέση μετράται ξανά η σχετική βαρύτητα της θέσης και σημειώνεται η ώρα.
5. Αν χρειαστεί, ο μελετητής επιστρέφει στους σταθμούς για να συνεχίσει τις μετρήσεις, επιστρέφοντας στο σταθμό βάσης κάθε μία ώρα.
6. Τέλος, αφού μετρηθεί η βαρύτητα και στον τελευταίο σταθμό, γίνεται μια τελευταία καταγραφή της βαρύτητας στο σταθμό της βάσης.

Η διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω, γενικά αναφέρεται ως *βαρυτομετρική σύνδεση κλειστού βρόγχου*, όπου η σύνδεση της διασκόπησης ορίζεται από δύο θέσεις του σταθμού βάσης. Αυτή είναι η πιο απλή περίπτωση που εφαρμόζεται στην ύπαιθρο. Πιο πολύπλοκες διατάξεις εφαρμόζονται συχνά, ειδικά όταν η διασκόπηση λόγω μεγάλης επιφανειακής έκτασης απαιτεί τη χρήση πολλαπλών σταθμών βάσης.

Για τη διόρθωση των μετρήσεων που έγιναν με την βαρυτομετρική σύνδεση, καταγράφονται σε διάγραμμα οι μετρήσεις στη βάση σε σχέση με το χρόνο. Από κάθε μια μέτρηση στο σταθμό βάσης αφαιρείται η αρχική μέτρηση στο σταθμό αυτό και οι διαφορές χορογραφούνται σε συνάρτηση με το χρόνο. Γίνεται γραμμική μεταβολή μεταξύ δύο διαδοχικών μετρήσεων και η διαφορά, dg , σε ορισμένη χρονική στιγμή προστίθεται αλγεβρικά στη τιμή της έντασης που μετρήθηκε κατά τη στιγμή αυτή σε οποιοδήποτε σημείο του δικτύου για να γίνει διόρθωση της τιμής που μετρήθηκε τη στιγμή αυτή στο σημείο αυτό.



Σχήμα 4.12 Μεταβολή της έντασης σε βαρυτομετρικό σταθμό βάσης σε συνάρτηση με το χρόνο και τη διόρθωση, dg , η οποία πρέπει να αφαιρεθεί από τις τιμές που μετρήθηκαν κατά τη χρονική στιγμή σε όλους τους σταθμούς του δικτύου[12].

Κατά την διεξαγωγή των μετρήσεων σε κάθε σταθμό καταγράφονται σε ένα ημερολόγιο τα εξής [17]:

- Ο χρόνος κατά τον οποίο λήφθηκε η εκάστοτε ένδειξη
- Η τιμή της μέτρησης της έντασης της βαρύτητας
- Τα χαρακτηριστικά του εδάφους, δηλαδή το ύψος της τοπογραφίας γύρω από τον σταθμό, σε σχέση με το ύψος του σταθμού.

4.7.2. Αναγωγή των μετρήσεων βαρύτητας

Οι μετρήσεις της έντασης του βαρυτικού πεδίου, g , είτε αυτές αναφέρονται στην απόλυτη είτε στη σχετική τιμή, προκειμένου να αποβούν χρήσιμες για τις εκάστοτε συγκεκριμένες ανάγκες μιας γεωφυσικής διασκόπησης πρέπει να διορθώνονται για μια σειρά από φυσικές επιδράσεις και παράγοντες που επηρεάζουν τις πρωτογενείς παρατηρήσεις, έτσι ώστε να διασφαλίζεται η ορθή ερμηνεία των τιμών βαρύτητας μιας περιοχής ή συγκεκριμένων σημείων. Μόνο με αυτό τον τρόπο καθίσταται δυνατή η συσχέτιση των παρατηρούμενων μεταβολών με τις υπεδάφειες παραλλαγές της πυκνότητας της Γης, που είναι και το ζητούμενο για τον εντοπισμό κοιτασμάτων πετρελαίου.

Όπως αναφέρθηκε και στην αρχή του κεφαλαίου, η ένταση της βαρύτητας δεν έχει την ίδια ερμηνεία σε όλα τα σημεία της επιφάνειας της Γης. Οι βαρυτικές ανωμαλίες από σημείο σε σημείο οφείλονται: (α) στο σχήμα της Γης, (β) στο υψόμετρο του σημείου μέτρησης, (γ) την μορφολογία του εδάφους κοντά στο σημείο μέτρησης, (δ) τα παλιρροϊκά φαινόμενα, δηλαδή την έλξη της Γης από τον Ήλιο και τη Σελήνη (ε) το ίδιο το όργανο και (στ) τη διαφορά πυκνότητας των γεωυλικών που βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια της γης. Οι διορθώσεις λόγω λειτουργίας του βαρυτόμετρου και της επίδρασης των παλιρροϊκών δυνάμεων έχουν ήδη αναφθεί (drift correction), ενώ στη συνέχεια θα γίνει αναλυτική παρουσίαση των επόμενων διορθώσεων αποτελούν τις *χωρικές μεταβολές*. Είναι, δηλαδή, μεταβολές εξαρτώμενες από το χώρο, καθώς η επιτάχυνση αλλάζει από μέρος σε μέρος, όπως συμβαίνει και στη περίπτωση των γεωλογικών επιδράσεων [25].

A. Αναγωγή στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος (Latitude Correction)

Το βαρυτικό πεδίο της γης αλλάζει από θέση σε θέση λόγω του σχήματος της που είναι σφαιροειδές εκ περιστροφής με διόγκωση στον ισημερινό και επιπεδοποίηση στους πόλους. Η διαφορά των ακτινών στον ισημερινό και στους πόλους είναι περίπου 21 Km [21]. Έτσι παρατηρείται μια αύξηση της βαρύτητας από τον ισημερινό προς τους πόλους γιατί προς την ίδια διεύθυνση η ακτίνα ελαττώνεται με αποτέλεσμα σύμφωνα με τον τύπο. [4.2] να αυξάνεται η νευτώνεια έλξη και κατά συνέπεια η ένταση, αλλά και να ελαττώνεται η φυγόκεντρη δύναμη που έχει επίσης ως συνέπεια την αύξηση της έντασης του πεδίου βαρύτητας[12].

Με άλλα λόγια, η διόρθωση γεωγραφικού πλάτους είναι αυτή που οφείλεται στο ελλειπτικό σχήμα της γης και την περιστροφή της. Η τιμή της βαρύτητας που θα παρατηρούσαμε αν η γη ήταν ένα τέλειο ελλειψοειδές εκ περιστροφής (χωρίς γεωλογικές ή τοπογραφικές περιπλοκές) ονομάζεται *κανονική βαρύτητα* [25]

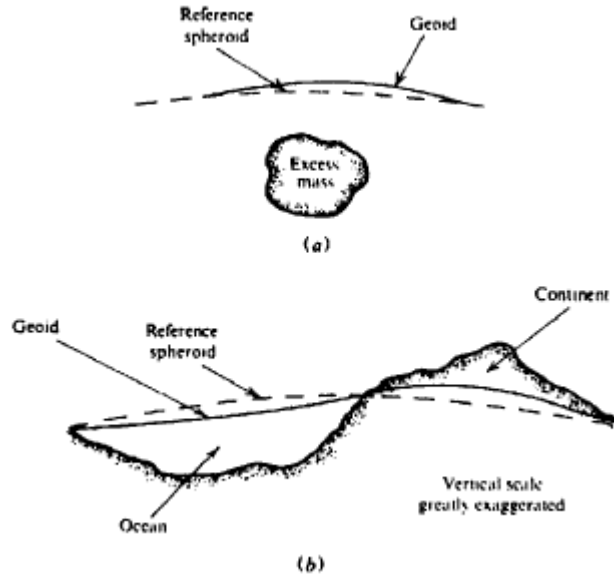
Σύμφωνα με τη Διεθνή Βαρυτική Φόρμουλα 1971, η θεωρητική τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας σε κάθε θέση στη Γη σύμφωνα με το γεωγραφικό πλάτος φ είναι [21]:

$$g_{\varphi} = 9780318.5(1 + 0.00527889\sin^2\varphi + 0.0000023462\sin^4\varphi) \text{ σε } \\ gu=0.1\text{mgal} \quad (4.23)$$

Επομένως, αν από τις μετρήσεις αφαιρεθούν οι υπολογιζόμενες τιμές g_{φ} λόγω του βαρυτικού πεδίου της Γης, οι τιμές που θα προκύψουν θα αφορούν τοπικές βαρυτικές ανωμαλίες που οφείλονται στους διάφορους σχηματισμούς στην περιοχή έρευνας. Σε γεωγραφικό πλάτος 45° , η επιτάχυνση της βαρύτητας μεταβάλλεται περίπου κατά 0,81 mgals ανά χιλιόμετρο. Για να επιτευχθεί ακρίβεια της τάξης του 0,01 mgals πρέπει η θέση του σταθμού στη γραμμή βορράς- νότος να είναι γνωστή με ακρίβεια 12 μέτρων [25].

B) Αναγωγή ελευθέρου αέρα (*Free-Air Elevation*) (αναγωγή στο ίδιο υψόμετρο)

Η μέση ηπειρωτική ανύψωση είναι περίπου 500 m ενώ τα μέγιστα του ύψους του ηπειρωτικού φλοιού και του βάθους των ωκεανών είναι της τάξης των 9000 m από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Η απλουστευμένη εικόνα της Γης (σφαιρικό μέγεθος) επιτρέπει την αύξηση της πυκνότητας συναρτήσει του βάθους, δεν βρίσκει όμως εφαρμογή στη περίπτωση των οριζόντιων μεταβολών αυτής, η οποία αποτελεί και το αντικείμενο της βαρυτομετρικής διασκόπησης [20]. Η σύγκριση των βαρυτομετρικών μετρήσεων καθίσταται δυνατή, εφόσον αυτές αναχθούν σε μια καθορισμένη σταθερά βάσης, σε ένα επίπεδο αναφοράς. Ως βάση λαμβάνεται η νοητή επιφάνεια της Γης, η οποία προκύπτει από την επέκταση της στάθμης των εν ηρεμία ευρισκόμενων ωκεανών. Η σταθμική αυτή επιφάνεια, η οποία καθορίζεται με αυτό τον τρόπο, ονομάζεται γεωειδές και ταυτίζεται παγκόσμια (με αρκετή ακρίβεια) με τη μέση στάθμη της θάλασσας [9].



Σχήμα 4.13 Σύγκριση του απλουστευμένου σφαιροειδούς σχήματος και του γεωειδούς. Α) Στρέβλωση του γεωειδούς εξαιτίας υπεδάφιας μάζας β) Μεγάλης κλίμακας στρέβλωση[18])

Εξαιτίας των οριζόντιων ανωμαλιών, το γεωειδές και το απλουστευμένο σφαιρικό σχήμα της Γης δεν ταυτίζονται. Όπως φαίνεται και στο παραπάνω σχήμα το γεωειδές στρεβλώνεται προς τα άνω σε σχέση με το σφαιροειδές, κάτω από την ηπειρωτική χώρα και προς τα κάτω σε σχέση με το σφαιροειδές όταν βρίσκεται πάνω από θαλάσσιες λεκάνες εξαιτίας της χαμηλής πυκνότητας του νερού[18].

Οι μετρήσεις της έντασης του πεδίου βαρύτητας γίνονται σε σημεία τα οποία βρίσκονται, γενικά, σε διαφορετικά υψόμετρα απ' ότι βρίσκεται ο σταθμός βάσης και συνεπώς σε διαφορετικές αποστάσεις από το κέντρο της Γης[12]. Δεδομένου ότι η βαρύτητα είναι αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της απόστασης, είναι αναγκαίο να γίνει διόρθωση των τιμών των μετρήσεων για τις αλλαγές στο απόλυτο υψόμετρο μεταξύ των σταθμών μέτρησης έτσι ώστε όλες οι μετρήσεις να βρίσκονται σε ένα επίπεδο αναφοράς. Κατά την ερμηνεία δηλαδή δεδομένων βαρυτομετρικής διασκόπησης, πρέπει να είναι σίγουρο ότι μεταφράζονται χωρικές μεταβολές της επιτάχυνσης που σχετίζονται με υψομετρικές διαφορές των σημείων παρατήρησης με βάση το ίδιο επίπεδο αναφοράς [25]. Η διόρθωση που πρέπει να γίνει για να αναχθούν όλες οι τιμές στο ίδιο επίπεδο αναφοράς(γεωειδές= μέση στάθμη θάλασσας) λέγεται διόρθωση ελευθέρου αέρα και δίνεται από τη σχέση[21]:

$$\Delta g_{FA} = -(-2 \frac{g_0}{r} h) = 3.086 h \text{ (σε } g_u \text{ και το υψόμετρο } h \text{ σε } m) \text{ (4.24)}$$

Από την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι σε μια πρώτης τάξεως προσέγγιση , η παρατηρούμενη επιτάχυνση στην επιφάνεια της γης μεταβάλλεται κατά $- 0,3086h$ ανά μέτρο υψομετρικής διαφοράς [25]. Το αρνητικό πρόσημο υποδηλώνει ότι όσο αυξάνει το υψόμετρο, τόσο ελαττώνεται η ένταση της βαρύτητας. Με άλλα λόγια αν οι αναγνώσεις ενός βαρυμέτρου γίνουν στην ίδια θέση, ,αλλά σε δύο σημεία με υψομετρική διαφορά 1 m το ένα από το άλλο, τότε η τιμή της μέτρησης στο υψηλότερο σημείο θα είναι μικρότερη κατά 0.3086 mgal από τη μέτρηση στο χαμηλότερο σημείο [21].

Θεωρώντας, όπως και στην αρχή του κεφαλαίου, ότι η μάζα της γης είναι συγκεντρωμένη στο κέντρο της η ένταση της βαρύτητας g_o στην επιφάνεια της θάλασσας υποθέτοντας τη γη ως σφαίρα δίνεται από τη σχέση:

$$g_o = G \frac{M}{r^2} \quad (4.25)$$

Η τιμή της έντασης της βαρύτητας g_h σε υψόμετρο h πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, δηλαδή σε απόσταση $(r + h)$ από το κέντρο της δίνεται από τη σχέση:

$$g_h = G \frac{M}{(r+h)^2} \quad (4.26)$$

Και η άνω σχέση με πολυωνυμική ανάπτυξη κατά Taylor γράφεται:

$$g_h = G \frac{M}{r^2} = (1 - \frac{2h}{r} \dots) \quad (4.27)$$

Και αγνοώντας του μεγαλύτερους της πρώτης τάξης όρους με μια πρώτης τάξης προσέγγιση η εξίσωση γράφεται ως εξής [25]:

$$g_o - g_h = \Delta g_{FA} = 2 \frac{g_o}{r} h \quad (4.28)$$

Στον υπολογισμό αυτής της έκφρασης δεν λήφθηκε υπόψη το γεγονός ότι το σχήμα της Γης είναι ελλειψοειδές και όχι σφαιρικό, αλλά το αποτέλεσμα αυτής της απλοποίησης είναι αμελητέο. Αντικαθιστώντας στη τελευταία σχέση τις τιμές της κανονικής έντασης του πεδίου βαρύτητας, g_o στην επιφάνεια της θάλασσας καθώς και της ακτίνας της Γης r προκύπτει η σχέση [18]:

$$\Delta g_{FA} = 3.086 h \quad (4.29)$$

Συνεπώς αν g_{obs} είναι η τιμή της έντασης της βαρύτητας μετά τη διόρθωση της για το σφάλμα του βαρυτόμετρου και την επίδραση των παλιρροϊκών φαινομένων, τότε η

ανηγμένη τιμή της έντασης στο γεωγραφικό πλάτος του σταθμού βάσης και στην επιφάνεια της θάλασσας δίνεται από τη σχέση[18],[21]:

$$g_{FA} = g_{obs} - g_{\phi} + \Delta g_{FA} \quad (4.30)$$

Αν ο σταθμός μέτρησης είναι πάνω από το επίπεδο αναφοράς η διόρθωση αυτή προστίθεται, ενώ στην αντίθετη περίπτωση αφαιρείται [26].. Στη πλειοψηφία των περιπτώσεων προφανώς προστίθεται καθώς πρακτικά η αναγωγή ελευθέρου αέρα ισοδυναμεί με μια παράλληλη μετατόπιση των τοπογραφικών μαζών από το σημείο μέτρησης στο εσωτερικό του γεωειδούς, έτσι ώστε το σημείο μέτρησης είναι σαν να βρίσκεται πλέον “στον αέρα”, που δικαιολογεί και την ονομασία της εν λόγω αναγωγής [10].

Επειδή το μέγεθος των διορθώσεων είναι μεγάλο, απαιτείται να το υψόμετρο του σταθμού να είναι γνωστό με μεγάλη ακρίβεια. Εάν είναι επιθυμητή ακρίβεια της τάξης 0,01 mgal πρέπει τα σχετικά υψόμετρα των σταθμών να είναι γνωστά με ακρίβεια 3cm. Για να επιτευχθεί τόσο μεγάλη ακρίβεια, πρέπει πρώτα να πραγματοποιηθεί μια πολύ προσεκτική τοπογραφική μελέτη για τη μέτρηση των σχετικών υψομέτρων [25])

Γ. Αναγωγή Bouguer

Η διόρθωση ελευθέρου αέρα ερμηνεύει τις υψομετρικές διαφορές μεταξύ θέσεων παρατήρησης. Αν και είναι πιθανό οι θέσεις παρατήρησης να έχουν διαφορετικά υψόμετρα, οι διαφορές αυτές είναι συνήθως αποτέλεσμα των τοπογραφικών μεταβολών κατά μήκος της επιφάνειας της Γης. Οι ανωμαλίες ελευθέρου αέρα , δηλαδή, δεν είναι αντιπροσωπευτικές των παραλλαγών της βαρύτητας για μεγάλες περιοχές, δεδομένου ότι δεν λαμβάνονται υπόψη οι τοπογραφικές μάζες που παρεμβάλλονται μεταξύ του σταθμού μέτρησης και του επιπέδου αναφοράς, δηλαδή τη μέση στάθμη της θάλασσας. Έτσι, στη διαφορά των βαρυτομετρικών μετρήσεων λόγω υψομετρικών διαφορών, προστίθεται η διαφορά λόγω της επιπλέον μάζας που βρίσκεται κάτω από το υψηλότερο σημείο παρατήρησης [25].

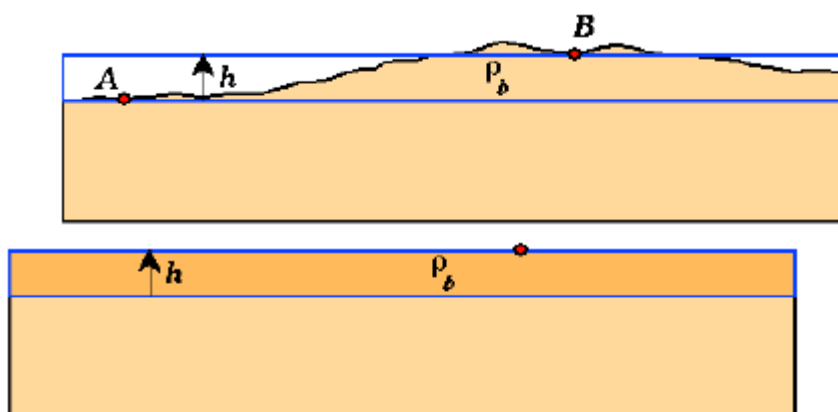
Αναλυτικότερα, η μάζα του στρώματος των πετρωμάτων που βρίσκεται μεταξύ του σταθμού βάσης και του σημείου παρατήρησης ασκεί δύναμη πάνω στην κινούμενη μάζα του βαρυτόμετρου η οποία έχει αντίθετη φορά στα δύο σημεία [12]. Αυτό το βαρυτικό αποτέλεσμα εξαλείφεται μέσω της διόρθωσης Bouguer, από το όνομα του Γάλλου μαθηματικού Pierre Bouguer που πρώτος ασχολήθηκε με την αντίστοιχη

διόρθωση των μετρήσεων της βαρύτητας με εκκρεμή που εκτέλεσε στα βουνά του Περού [10].)

Για την πραγματοποίηση αυτής της διόρθωσης, γίνεται η παραδοχή ότι το στρώμα των πετρωμάτων του οποίου θέλουμε να προσδιορίσουμε το βαρυτομετρικό αποτέλεσμα είναι σταθερής πυκνότητας ρ , άπειρων οριζόντιων διαστάσεων και περιορίζεται μεταξύ των οριζόντιων επιπέδων που περνάν από το σταθμό βάσης και το σημείο μέτρησης. Αντί για το οριζόντιο επίπεδο που περνάει από τον σταθμό της βάσης θεωρείται ως επίπεδο αναγωγής η επιφάνεια της θάλασσας. Μαθηματικά, η διόρθωση Bouguer εκφράζεται ως εξής [18],[21]:

$$\Delta g_{BC} = 2\pi G \rho h = 0.4191 \rho h \text{ (σε gu, η πυκνότητα } \rho \text{ σε gr/cm}^3 \text{ και το υψόμετρο } h \text{ σε m)} \quad (4.31)$$

Η ποσότητα αυτή εκφράζει δηλαδή την μεταβολή της έντασης εξαιτίας της επιπλέον νευτώνειας έλξης που ασκεί το οριζόντιο εδαφικό στρώμα (το οποίο εκτείνεται από το επίπεδο αναγωγής μέχρι το σημείο της μέτρησης) στο σημείο μέτρησης.



Σχήμα 4.14 Προσέγγιση της βαρυτικής ανωμαλίας που παρατηρείται στο σημείο B(σταθμός), εξαιτίας της τοπογραφικής διαφοράς μεταξύ των σημείων A και B, του ύψους h και της περίσσειας μάζας κάτω από το B κάνοντας τη παραδοχή ότι η περίσσεια μάζα μπορεί να προσομοιωθεί με μία εδαφική πλάκα πάχους h και ομοιόμορφης πυκνότητας ρ [25]. (

Στον χερσαίο χώρο, η ποσότητα αυτή προφανώς θα πρέπει πάντοτε να εξαλείφεται, από τη στιγμή που προκαλεί αύξηση του g αλλά στη θάλασσα θα πρέπει να προστίθεται ώστε να αντισταθμιστεί η απουσία της μάζας [17]. Αν το σημείο παρατήρησης βρίσκεται σε μεγαλύτερο υψόμετρο από το επίπεδο αναφοράς, υπάρχει περίσσεια μάζας κάτω από το σημείο παρατήρησης, που δεν θα υπήρχε εκεί αν ήταν δυνατό να γίνουν όλες οι μετρήσεις στο υψόμετρο του επιπέδου αναφοράς. Επομένως, η καταγραφή της βαρύτητας είναι μεγαλύτερη εξαιτίας της περίσσεια μάζας και θα

πρέπει να εισαχθεί ένας παράγοντας για να μεταφερθεί το σημείο παρατήρησης στο επίπεδο αναφοράς. Παρατηρείται ότι το πρόσημο στη διόρθωση αυτή είναι αντίθετο του προσήμου που χρησιμοποιήθηκε στην υψομετρική διόρθωση [25].

Για την εφαρμογή της διόρθωσης Bouguer, πρέπει να είναι γνωστά τα υψόμετρα όλων των σημείων παρατήρησης και η πυκνότητα της πλάκας που χρησιμοποιείται για την προσέγγιση της περίσσειας μάζας. Για την επιλογή της μάζας χρησιμοποιείται η μέση πυκνότητα των πετρωμάτων της περιοχής. Για πυκνότητα $2,67 \text{ gr/cm}^3$, η διόρθωση Bouguer είναι περίπου $0,11 \text{ mgals/m}$. [25]

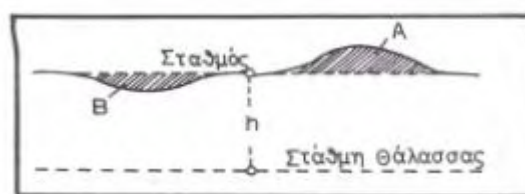
Η ανηγμένη τιμή της έντασης μετά την πραγματοποίηση και της διόρθωσης δίνεται από τη σχέση :

$$g_{BC} = g_{obs} - g_{\phi} + \Delta g_{FA} - \Delta g_{BC} \quad (4.32)$$

Δ. Τοπογραφική αναγωγή (Terrain Corrections)

Κατά την πραγματοποίηση της διόρθωσης η τοπογραφία θεωρείται επίπεδη, ενώ προφανώς το τοπογραφικό ανάγλυφο γύρω από τον σταθμό δεν είναι ομοιόμορφο αλλά χαρακτηρίζεται από ανωμαλίες (υψώματα, κοιλάδες, κλπ) που βρίσκονται κοντά στο σημείο μέτρησης της έντασης (σταθμός) και επηρεάζουν την τιμή της.

Έστω ότι ένας τοπογραφικός σχηματισμός που βρίσκεται κοντά στο σημείο μέτρησης έχει μέσο υψόμετρο μεγαλύτερο από το υψόμετρο του σημείου αυτού (π.χ. λόφος Α). Ο σχηματισμός αυτός ασκεί στο βαρυτόμετρο μια προς τα πάνω έλξη, η οποία αγνοήθηκε κατά την αναγωγή Bouguer και πρέπει να προστεθεί στη μετρούμενη τιμή της έντασης. Αν ο τοπογραφικός σχηματισμός έχει μέσο υψόμετρο μικρότερο από το υψόμετρο του σημείου μέτρησης (π.χ. λεκάνη Β) κατά τον υπολογισμό του αποτελέσματος Bouguer θεωρήθηκε πλήρης υλικού πυκνότητας ρ και συνεπώς η διόρθωση υπερεκτιμήθηκε. Η ποσότητα αυτή, κακώς αφαιρέθηκε από τη μη μετρούμενη τιμή κατά τη διόρθωση και πρέπει επίσης να προστεθεί στη μετρούμενη τιμή. Συνεπώς, η τοπογραφική διόρθωση είναι πάντα θετική [12].



Σχήμα 4.15 Μεταβολές στο τοπικό ανάγλυφο [21]

Για τον υπολογισμό της βαρυτικής έλξης που παράγεται από την τοπογραφία, πρέπει να υπολογιστεί η μάζα του περιβάλλοντος εδάφους και η απόστασή της από το σημείο παρατήρησης. Τα χαρακτηριστικά αυτά του υπολογισμού θα διαφέρουν για κάθε σημείο παρατήρησης της διασκόπησης επειδή οι αποστάσεις των διαφόρων τοπογραφικών χαρακτηριστικών διαφέρουν καθώς η θέση του σταθμού παρατήρησης αλλάζει [25]. Για την εκτίμηση της πυκνότητας των περιβαλλόντων πετρωμάτων γίνεται η παραδοχή μιας μέσης πυκνότητας αυτών και ίδιας με αυτή που χρησιμοποιήθηκε για τις διορθώσεις Bouguer και εδάφους.

Η διαδικασία της τοπογραφικής αναγωγής πραγματοποιείται ως εξής: σε ένα διαφανές χαρτί σχεδιάζονται ζώνες κυκλικών τομέων και ακτινών που σχηματίζουν ίσες διαδοχικές γωνίες μεταξύ τους (χάρτης Hammer) σε καθένα εκ των οποίων υπολογίζεται το μέσο υψόμετρο από τις ισοϋψείς όταν ο διαφανής χάρτης τοποθετηθεί πάνω σε τοπογραφικό χάρτη ίδιας κλίμακας [21].

Αν z είναι η διαφορά του μέσου υψομέτρου ενός τμήματος από το υψόμετρο του σημείου μέτρησης (το κέντρο του κύκλου) το τοπογραφικό αποτέλεσμα για το τμήμα αυτό δίνεται από τη σχέση [12]:

$$\Delta g_{\tau} = T\rho = G\rho\theta(r_1 - r_2 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2}) \quad (4.33)$$

Η ολική διόρθωση είναι το άθροισμα όλων των τοπογραφικών αποτελεσμάτων των τμημάτων στα οποία χωρίστηκε η περιοχή.

Σήμερα η τοπογραφική αναγωγή πραγματοποιείται με ψηφιακούς τοπογραφικούς χάρτες και υπολογιστικά προγράμματα καθώς η διεξαγωγή αυτής με το χέρι είναι επίπονη, χρονοβόρα και απαιτεί πολλές επαναλήψεις [17].

Ανωμαλία Bouguer

Η ανηγμένη τιμή της έντασης μετά την πραγματοποίηση όλων των διορθώσεων που αναφέρθηκαν ονομάζεται ανωμαλία Bouguer και μαθηματικά εκφράζεται ως εξής:

$$g = g_{\text{obs}} - g_{\phi} + \Delta g_{\text{FA}} - \Delta g_{\text{BC}} + \Delta g_{\tau} \quad \text{ή αλλιώς}$$

$$g = g_{\text{obs}} - g_{\phi} + 0.3086 h - 0.04191 h\rho + T\rho \quad (4.34)$$

όπου

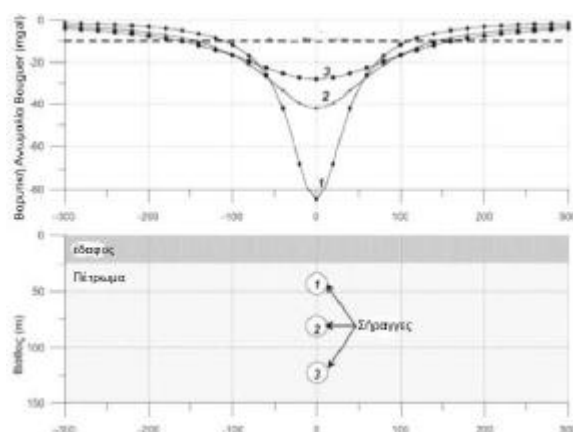
- g_{obs} : παρατηρούμενες τιμές υπαίθρου μετά από διόρθωση σφάλματος του βαρυτόμετρου και της επίδρασης των παλιρροϊκών δυνάμεων (drift correction)
- g_{ϕ} : θεωρητική τιμή βαρυτικού πεδίου της γης με τον τύπο του διεθνούς ελλειψοειδούς, σχέση (4.23)
- T : ο συντελεστής τοπογραφικής διόρθωσης

Στη σχέση αυτή το υψόμετρο, h , μετριέται σε m, η πυκνότητα, ρ , σε g/cm^3 και οι εντάσεις σε mgal.

Αν υποθεθεί ότι όλες οι διορθώσεις έχουν ληφθεί σωστά υπόψη στον υπολογισμό των μεταβολών της έντασης του βαρυτικού πεδίου τότε η διορθωμένη ανωμαλία Bouguer θεωρείται ότι προκαλείται από τις οριζόντιες μεταβολές της πυκνότητας των εδαφικών σχηματισμών κάτω από το σημείο μέτρησης [25]. Στην περίπτωση που ένα χαμηλής πυκνότητας γεωυλικό περιβάλλεται από εδαφικό σχηματισμό μεγαλύτερης από αυτό πυκνότητας (όπως στην περίπτωση υδρογονανθράκων που είναι και ο σκοπός της εργασίας) τότε η τιμή της ανωμαλίας Bouguer προβλέπεται αρνητική ενώ στη περίπτωση που ένας σχηματισμός υψηλής πυκνότητας παρεμβάλλεται μεταξύ εδαφικού σχηματισμού μικρότερης πυκνότητας τότε η τιμή της ανωμαλίας αναμένεται θετική [26].

Μόλις αυτή υπολογιστεί σε όλους τους σταθμούς μέτρησης, σχεδιάζεται χάρτης βαρύτητας με τις τιμές αυτές. Ο βαρυτομετρικός χάρτης δείχνει μόνο οριζόντιες μεταβολές της έντασης του βαρυτικού πεδίου, καθώς μόνο οριζόντιες διαφορές της πυκνότητας μπορούν να προκαλέσουν μεταβολή της έντασης. Οι κάθετες μεταβολές της πυκνότητας επιφέρουν παντού το ίδιο αποτέλεσμα στο χώρο γι αυτό και δεν αποτελούν αιτίες ανωμαλιών [18]. Με τη μέθοδο της παρεμβολής προσδιορίζονται τα σημεία με την ίδια διαφορά βαρύτητα Δg , τα οποία στη συνέχεια ενώνονται σε συνεχείς καμπύλες, οι οποίες ονομάζονται “καμπύλες ίσων ανωμαλιών”. Πρόκειται δηλαδή για καμπύλες ίσων εντάσεων. Οι χάρτες βαρύτητας αποσκοπούν στη καλύτερη απεικόνιση των αναζητούμενων κοιτασμάτων, ενώ οι τομές χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της κατακόρυφης ανάπτυξής τους κατά τη διεύθυνση των τομών. Τα στοιχεία αυτά υποδεικνύουν το βάθος και τη γεωμετρία του κοιτάσματος [9]

Ερμηνεία βαρυτικών ανωμαλιών Bouguer



Σχήμα 4.16 Μεταβολή της βαρυτικής ανωμαλίας με αύξηση του βάθους [21]

Βασική παρατήρηση στην ερμηνεία βαρυτικών ανωμαλιών είναι ότι «όταν ένα σώμα (π.χ. σήραγγα μηδενικής πυκνότητας) βρίσκεται σε ένα εδαφικό περιβάλλον σχετικά ομογενές, τότε η βαρυτική ανωμαλία αλλάζει ανάλογα με το βάθος του>>. Αυτό σημαίνει ότι όσο αυξάνεται το βάθος μειώνεται το πλάτος και αυξάνει το μήκος κύματος (το εύρος) της ανωμαλίας και αντιστρόφως [21].

Διάκριση ανωμαλιών Μικρής(Residual) και Μεγάλης(Regional) Κλίμακας

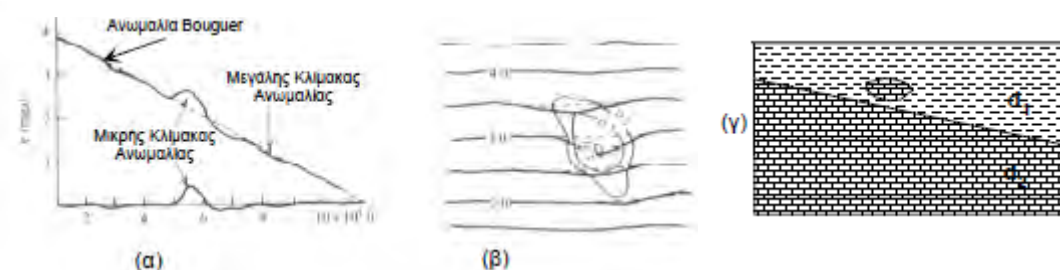
Η παρατηρούμενη βαρυτική ανωμαλία Bouguer επηρεάζεται από την παρουσία όλων των σχηματισμών του υπεδάφους της περιοχής. Αυτό σημαίνει ότι αντικατοπτρίζει την σύνθεση ανωμαλιών τόσο μεγάλης κλίμακας (οι οποίες σχετίζονται με την ευρύτερη-βαθιά γεωλογική δομή της περιοχής) όσο και μικρής κλίμακας.

Κάποιες εδαφικές μάζες που προκαλούν ανωμαλίες βρίσκονται σε μεγαλύτερα βάθη από τις ζώνες ενδιαφέροντος. Σε όσο μεγαλύτερο βάθος βρίσκεται η πηγή της ανωμαλίας τόσο αυτή διαχέεται στο χώρο και το εύρος επιρροής της μειώνεται. Το φαινόμενο μήκος κύματος των ανωμαλιών είναι συνήθως ανάλογο του βάθους των οριζόντιων μεταβολών της πυκνότητας [18]

Πηγές βαρυτικής ανωμαλίας που είναι μεγάλες σε έκταση (λέγοντας μεγάλες εννοείται μεγάλες ως προς το μήκος του προφίλ) πάντα παράγουν βαρυτικές ανωμαλίες που μεταβάλλονται αργά με τη θέση κατά μήκος του προφίλ. Οι τοπικές βαρυτικές ανωμαλίες ορίζονται ως αυτές που αλλάζουν τιμή γρήγορα κατά μήκος του προφίλ. Οι πηγές των ανωμαλιών αυτών πρέπει να είναι μικρές σε έκταση και κοντά στην επιφάνεια. Αντίθετα, μεγάλης κλίμακας συνεισφορές στο παρατηρούμενο πεδίο βαρύτητας, οι οποίες ηνία μεγάλες σε μέγεθος και πλατιές σε σχήμα (όσο αναφορά

την αναπαράστασή τους σε προφίλ) , θεωρούνται βαθιές και μεγάλες σε επιφανειακή έκταση [25].

Τα κοιτάσματα πετρελαίου βρίσκονται μέσα σε επιφανειακά γεωλογικά στρώματα και γι αυτό τον λόγο, πριν από οποιαδήποτε προσπάθεια ερμηνείας των βαρυτομετρικών παρατηρήσεων , πρέπει να κατασκευαστεί βαρυτομετρικός χάρτης που να περιγράφει τη κατανομή μόνο των τοπικών ανωμαλιών βαρύτητας [12]. Μόλις επιτευχθεί αυτή η διαδικασία (residualisation) , η μικρής κλίμακας ανωμαλία(residual) μοντελοποιείται έτσι ώστε να προσδιοριστεί το βάθος, η πυκνότητα και η γεωμετρία της πηγής της ανωμαλίας.



Σχήμα 4.17 Επεξήγηση των ανωμαλιών μικρής και μεγάλης κλίμακας [25]

Για την επεξήγηση της αλληλεπίδραση των δύο ειδών της βαρυτικής ανωμαλίας(residual και regional) χρησιμοποιείται ένα σχετικά απλουστευμένο μοντέλο δομής κοιτάσματος και περιβάλλουσας γεωλογίας όπου $d_2 > d_1$. Σύμφωνα με τα παραπάνω σχήματα παρατηρείται ότι το βαρυτικό προφίλ (σχήμα 4.17α) κυριαρχείται από μια γενικότερη τάση μείωσης της βαρυτικής έντασης από αριστερά προς τα δεξιά. Η τάση αυτή είναι αποτέλεσμα της κλίσης της διαχωριστικής επιφάνειας του υποβάθρου.

Σκοπός όμως μιας βαρυτομετρικής διασκόπησης στην πλειοψηφία των περιπτώσεων δεν είναι η χαρτογράφηση της διαχωριστικής επιφάνειας του υποβάθρου αλλά ο προσδιορισμός της θέσης του θαμμένου κοιτάσματος [21]. Η βαρυτική ανωμαλία που προκαλεί το κούτσυμα υποδεικνύεται από το μικρό εξόγκωμα στο μέσο του βαρυτικού προφίλ, όπου παρατηρείται μια ξαφνική αύξηση της επιτάχυνσης της βαρύτητας στην υπό άλλες συνθήκες φθίνουσα συμπεριφορά του μεγέθους g.

Επειδή η μεγάλης κλίμακας ανωμαλία είναι συχνά πολύ μεγαλύτερη από την τοπική, είναι αναγκαία η ανάπτυξη μιας μεθόδου για την αποτελεσματική αφαίρεση της

επίδρασης αυτής από τις βαρυτικές παρατηρήσεις πριν οποιοδήποτε εγχείρημα ερμηνείας των δεδομένων για την τοπική γεωλογική δομή.

Οι περισσότερες από τις μεθόδους για τη διάκριση των ανωμαλιών περιλαμβάνουν μαθηματικές διεργασίες με την χρήση υπολογιστή. Το πρόβλημα, όμως, που έγκειται σε αυτή την περίπτωση είναι ότι οι μαθηματικές αυτές τεχνικές δεν αναπαριστούν με ακρίβεια την μικρής κλίμακας ανωμαλίας εξαιτίας μιας συγκεκριμένης εδαφικής μάζας. Σύμφωνα με αυτή την παρατήρηση, δεν θα πρέπει να χρησιμοποιούνται για την ποσοτική ερμηνεία των χαρακτηριστικών του υπεδάφους, παρά μόνο για την ποιοτική του αναπαράσταση [16].

Είναι απαραίτητο, πριν την ερμηνεία των δεδομένων να υπογραμμιστεί η διαφορά μεταξύ των 2διάστατων(2d) και 3διάστατων(3d) ανωμαλιών. Οι 2d ανωμαλίες επιμηκύνονται στην οριζόντια διεύθυνση έτσι ώστε το μήκος της ανωμαλίας σε αυτή τη διεύθυνση να είναι τουλάχιστον το διπλάσιο κατά τη διεύθυνση του πλάτους. Αυτού του είδους οι ανωμαλίες μπορούν να ερμηνευτούν στα πλαίσια δομών που θεωρητικά τείνουν στο άπειρο με τη χρήση εδαφικών προφίλ. Οι 3d ανωμαλίες μπορούν να έχουν οποιοδήποτε σχήμα και η ποσοτική ερμηνεία τους είναι σημαντικά πιο δύσκολη [21].

Οι κυριότεροι τρόποι εντοπισμού της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας(Regional Anomaly) έτσι ώστε αυτή να αφαιρεθεί από την παρατηρούμενη ανωμαλία Bouguer και να μείνει προς μελέτη μόνο η μικρής κλίμακας ανωμαλία (Residual Anomaly) είναι:

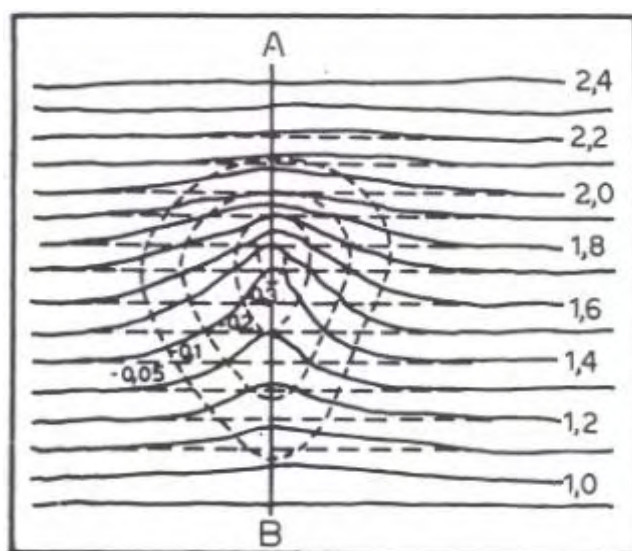
A. Απ' ευθείας υπολογισμός.

Ο υπολογισμός της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας γίνεται από ένα ανεξάρτητο σύνολο δεδομένων. Για παράδειγμα, αν η βαρυτομετρική μελέτη πραγματοποιείται εντός της ηπειρωτικής USA, βαρυτομετρικές παρατηρήσεις που έχουν συλλεχτεί με σχετικά μεγάλες αποστάσεις μεταξύ των σταθμών είναι διαθέσιμες από το National Geophysical Data Center. Χρησιμοποιώντας αυτές τις μετρήσεις είναι δυνατό να καθοριστεί πώς το μεγάλο μήκος κύματος βαρυτικό πεδίο μεταβάλλεται γύρω από τη περιοχή έρευνας και έτσι να αφαιρεθεί η συνεισφορά του από τα δεδομένα [25].

B. Γραφική μέθοδος

Η μεγάλης κλίμακας ανωμαλία είτε έχει γραμμική μεταβολή είτε η καμπύλη της είναι σχετικά εύκολο να προσεγγιστεί. Σχεδιάζεται μια διακεκομμένη γραμμή η οποία

επεκτείνεται και στο χώρο όπου το πεδίο έχει υποστεί τοπική διατάραξη λόγω της ανώμαλης γεωλογικής δομής [12]. Στη συνέχεια, από τις μετρήσεις υπολογίζονται οι διαφορές με την παρατηρούμενη ανωμαλία ώστε να μείνει στο τέλος μόνο η ανωμαλία μικρής κλίμακας. Με τον ίδιο γραφικό τρόπο μπορεί να αντιμετωπιστεί και ένας χάρτης ανωμαλίας Bouguer [21]. Η εμπειρία του ερευνητή στον υπολογισμό αυτών των διαφορών και στη σχεδίαση των εκτιμήσεων παίζει καθοριστικό ρόλο.



Σχήμα 4.18 Εφαρμογή της γραφικής μεθόδου για τη διάκριση των μικρής κλίμακας ανωμαλιών από τις μεγάλης κλίμακας [12]

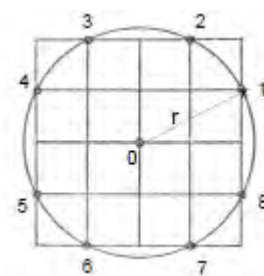
Γ. Μέθοδος της μέσης τιμής

Εάν υπάρχουν διάφορες γραμμές βαρυτικών μετρήσεων σε μια περιοχή, δημιουργείται κανάβος μετρήσεων με κατάλληλο μαθηματικό τρόπο και στη συνέχεια για κάθε σημείο του κανάβου, η τιμή της ανωμαλίας μεγάλης κλίμακας υπολογίζεται από τη μέση τιμή των τιμών των σημείων του κανάβου που βρίσκονται σε συγκεκριμένη ακτίνα από το κεντρικό σημείο [21]. Το πλήθος των σημείων αυτών αναφέρεται ως μήκος του τελεστή και επιλέγεται από τον υπεύθυνο επεξεργασίας των δεδομένων. Με τον τρόπο αυτό εντείνεται η μεγάλου μήκους συνεισφορά στην καταγραφή του βαρυτικού πεδίου ενώ καταστέλλονται οι μικρότερου μήκους κύματος συνεισφορές [25]. Η ακτίνα της περιφέρειας πρέπει να είναι τέτοια, ώστε η περιφέρεια να βρίσκεται κατά το δυνατόν ολόκληρη έξω από τον τόπο της προς μελέτη ανώμαλης γεωλογικής δομής [12]. Στην περίπτωση του σχήματος 4.19, η μεγάλη κλίμακας ανωμαλία στο σημείο 0 δίνεται από τη σχέση:

$$g_{\text{reg}} = (g_1 + g_2 + g_3 + g_4 + g_5 + g_6 + g_7 + g_8) / 8 \quad (4.35)$$

Τελικά η τιμή της μικρής κλίμακας ανωμαλίας δίνεται από τη σχέση:

$$g_{res} = g_o - g_{reg} \quad (4.36)$$



Σχήμα 4.19 Μέθοδος της μέσης τιμής [21]

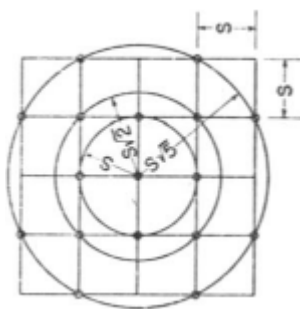
Δ. Μέθοδος δεύτερης παραγώγου των βαρυτικών ανωμαλιών.

Οι τιμές της δεύτερης παραγώγου της βαρυτικής ανωμαλίας g_{zz} , σε σχέση με την κάθετη συνιστώσα z , είναι περισσότερο ευαίσθητες στις μικρής κλίμακας μεταβολές της πυκνότητας. Για το λόγο αυτό, οι καμπύλες ίσων τιμών που χαράσσονται πάνω σε χάρτη μιας περιοχής, τονίζουν ιδιαίτερα τους τόπους που η δομή μπορεί να παρουσιάζει οικονομικό ενδιαφέρον [12].

Για τον υπολογισμό των τιμών δεύτερης παραγώγου σε ένα σημείο χρησιμοποιούνται οι τιμές παρατηρούμενης ανωμαλίας Bouguer που είναι σε κανάβο με βήμα s . Επιλέγονται ομάδες τιμών ανωμαλίας Bouguer ίσης ακτίνας (π.χ. $s, s\sqrt{2}, s\sqrt{5}, \dots$) από το σημείο του κανάβου που είναι προς υπολογισμό η δεύτερη παράγωγος και με αυτό τον τρόπο προσδιορίζεται η μέση τιμή των ομάδων αυτών. Γενικά σε ένα σημείο του κανάβου η τιμή της δεύτερης παραγώγου δίνεται από τη σχέση [12]:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{k}{s^2} = (w_0 g_0 + w_1 g_1 + w_2 g_2 + \dots) \quad (4.37)$$

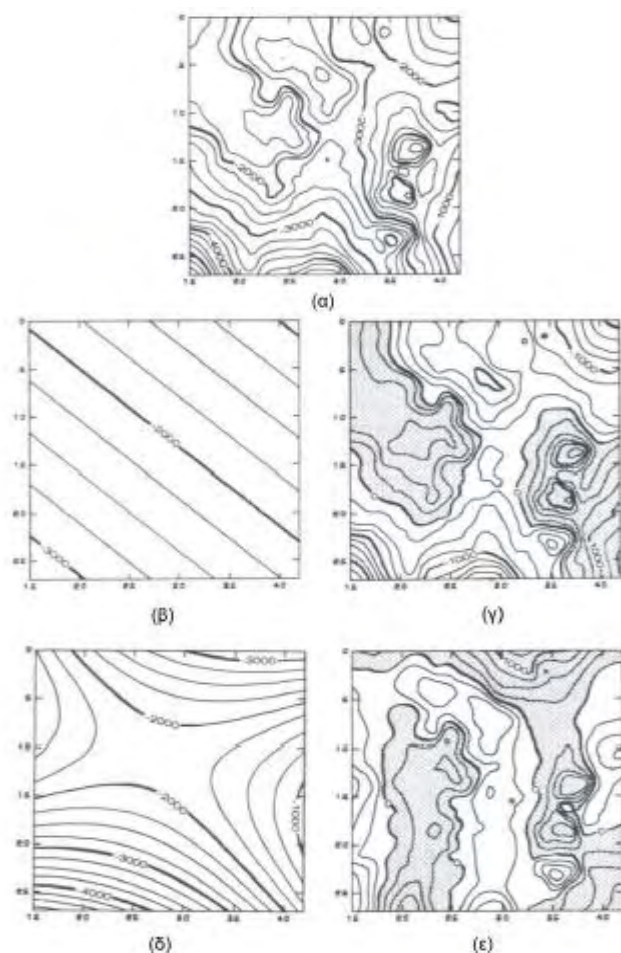
Όπου k σταθερά, g_o η τιμή της έντασης που παρατηρήθηκε στο σημείο O , και w_0, w_1, w_2, \dots είναι τα βάρη σταθερές των παρατηρήσεων για τα οποία ισχύει $w_0 + w_1 + w_2 + \dots = 0$.



Σχήμα 4.20 Μέθοδος της μέσης τιμής [12]

Ε. Μέθοδος Πολυωνυμικής Προσέγγισης

Στη μέθοδο αυτή θεωρείται ότι η ανωμαλία μεγάλης κλίμακας μπορεί να προσεγγιστεί με πολυώνυμο πρώτου, δευτέρου ή τρίτου βαθμού ανάλογα με το σκοπό της έρευνας και τη μορφή που έχουν οι ευρύτεροι βαθείς σχηματισμοί.



Σχήμα 4.21 Αποτελέσματα της μεθόδου πολυωνυμικής προσέγγισης [21]

Το σχήμα 4.21α αναπαριστά το χάρτη παρατηρούμενης ανωμαλίας Bouguer . Εάν η ανωμαλία μεγάλης κλίμακας αποτυπωθεί με πολυώνυμο πρώτου βαθμού (σχήμα 4.21β) και αφαιρεθεί από το χάρτη , τότε στο σχήμα 4.21γ απομένει ο χάρτης μικρής

κλίμακας ανωμαλίας. Εάν αυτή αποτυπωθεί με πολυώνυμο δευτέρου βαθμού (σχήμα 4.21δ) τότε στο σχήμα 4.21ε αποτυπώνεται ο χάρτης ανωμαλίας μικρής κλίμακας [21]

4.7.3 Ερμηνεία βαρυτομετρικών δεδομένων

Τελικός σκοπός κάθε διασκόπησης είναι ο εντοπισμός του υπεδάφιου στόχου και η εξαγωγή συμπερασμάτων για το σχήμα, το βάθος εμφάνισης και τη σύστασή του.

Ο εντοπισμός του στόχου γίνεται από την στιγμή που θα ανιχνευτεί στο έδαφος η διαταραχή που αυτός προκαλεί στο βαρυτικό πεδίο της Γης. Η εύρεση όμως των ιδιοτήτων του στόχου, ο οποίος είναι η πηγή των διαταραχών συνιστά το τελικό στάδιο της διασκόπησης. Το στάδιο αυτό ονομάζεται ερμηνεία (interpretation) των καταγραφών- δεδομένων. Μετά την κατασκευή ενός χάρτη βαρυτομετρικών ανωμαλιών μικρής κλίμακας, ξεκινά το στάδιο της γεωφυσικής ερμηνείας των αποτελεσμάτων, δηλαδή ο καθορισμός των διαστάσεων, της πυκνότητας και του βάθους του σώματος στο οποίο οφείλεται η κατανομή των βαρυτομετρικών ανωμαλιών που εμφανίζονται στο χάρτη [9].

Ανάλογα με τις τεχνικές και τη θεωρητικό υπόβαθρο στο οποίο στηρίζονται, οι μέθοδοι ερμηνείας των δεδομένων διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: τις άμεσες και τις έμμεσες μεθόδους.

Η ασάφεια του προβλήματος (ambiguity problem)

Πρόκειται για το πρόβλημα που καθιστά την ερμηνεία των αποτελεσμάτων της βαρυτομετρικής διασκόπησης μη μοναδική [17]. Παρά το γεγονός ότι για κάθε δεδομένη εδαφική μάζα, μπορεί να προβλεφθεί, ένα μοναδικό πεδίο βαρύτητας, το αντίστροφο δεν ισχύει. Με άλλα λόγια, αυτό σημαίνει ότι μια δεδομένη βαρυτική ανωμαλία μπορεί να οφείλεται σε άπειρο αριθμό επίδρασης διαφορετικών σωμάτων και στο συνδυασμό αυτών π.χ. μάζα σφαιρικού σχήματος ή πληθώρα σημειακών μαζών. Εξαιτίας αυτού του διλήμματος που προκύπτει είναι απαραίτητο να χρησιμοποιηθούν περιορισμοί που έχουν προέλθει ως συμπεράσματα από την πραγματοποίηση και άλλων γεωλογικών τεχνικών όπως είναι οι γεωτρήσεις [18]. Η αξία, δηλαδή, των βαρυτομετρικών δεδομένων εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό και από τη διάθεση πληροφοριών σχετικά με την εδαφική δομή που προέρχονται και από άλλες μεθόδους που χρησιμοποιούνται στην επιστήμη της ερευνητικής Γεωφυσικής

❖ Άμεσες μέθοδοι (direct ή forward method)

Οι μέθοδοι αυτές, οι οποίες είναι ημιποσοτικές περιλαμβάνουν τον καθορισμό της γεωμετρίας και των φυσικών ιδιοτήτων της εδαφικής δομής απευθείας από τις παρατηρούμενες μετρήσεις της ανωμαλίας

Παρά το γεγονός ότι δεν υπάρχει μοναδική λύση σε μια ομάδα δεδομένων του βαρυτικού πεδίου, είναι πιθανό να καθοριστούν μονοσήμαντα ορισμένα χαρακτηριστικά της ανωμαλίας. Οι συνηθέστερες από τις παραμέτρους αυτές είναι το μέγιστο βάθος της κορυφής της δομής που προκαλεί την ανωμαλία, η μάζα της δομής αυτής, η φύση των άνω γωνιών της δομής και το πάχος της.

A) Το μέγιστο βάθος της κορυφής της δομής.

Πρέπει να σημειωθεί ότι το πραγματικό βάθος της κορυφής της δομής είναι πάντα πιο ρηχό, καθώς οι εδαφικοί σχηματισμοί στη πραγματικότητα έχουν πεπερασμένο μέγεθος. Για παράδειγμα, εάν η βαρυτική ανωμαλία είναι προϊόν δημιουργίας μιας μάζας η οποία είναι κατά προσέγγιση σημειακή ή γραμμική τότε:

$$z = x_{1/2} \quad (4.38)$$

όπου z είναι το βάθος της κορυφής της δομής και $x_{1/2}$ είναι το πλάτος της ανωμαλίας από το μέγιστο μέχρι το σημείο όπου έχει τη μισή της μέγιστης τιμής. Υπάρχουν παρόμοιες φόρμουλες για άλλες δομές όπως π.χ. για τις υποκείμενες πλάκες. Η γνώση κάποιων από αυτές δίνει τη δυνατότητα στο μελετητή να κάνει άμεσες υποθέσεις από τους βαρυτομετρικούς χάρτες [17]. Όταν μια δομή θεωρείται ότι είναι 3διάστατη και $|g_{\max}|$ και $|\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right) \max|$ είναι οι μέγιστες τιμές της βαρυτικής έντασης και της οριζόντιας βαθμίδας της ανωμαλίας αντίστοιχα, τότε η άνω επιφάνεια της δομής έχει ένα περιορισμό στη μέγιστη τιμή της, η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$z \leq 0,86 |g_{\max}| / \left| \left(\frac{\partial g}{\partial x} \right) \max \right| \quad (4.39)$$

Στην περίπτωση που η ανωμαλία είναι 2διάστατη, τότε ο παράγοντας 0,86 γίνεται 0,65 στη παραπάνω εξίσωση [18]. Δεν είναι δυνατό να υπολογιστεί το ελάχιστο βάθος της κορυφής της δομής, αλλά ευτυχώς το μέγιστο είναι αυτό που δίνει πολύ σημαντικές πληροφορίες για τις αποφάσεις που αφορούν τη τοποθεσία των γεωτρήσεων.

Β) Η περίσσεια μάζα της δομής.

Είναι δυνατό να γίνει εκτίμηση της μάζας της δομής χωρίς να χρειαστεί να γίνουν υποθέσεις για το σχήμα αυτής. Το θεώρημα του Gauss για τη ροή βαρύτητας μιας δομής δίνεται από τον τύπο [18]:

$$\sum \Delta g \Delta s = 4\pi GM \quad (4.40)$$

Εκτιμάται ότι το μισό της βαρυτικής ροής εντοπίζεται στην επιφάνεια της δομής και είναι προφανώς ίσο με [18]:

$$\sum \Delta g \Delta s = 2\pi GM \quad (4.41)$$

Αν ο χώρος που καλύπτει η ανωμαλία σε ένα βαρυτικό προφίλ χωριστεί σε n τετράγωνα εμβαδού δS_1 και μέσης ανωμαλίας Δg_1 τότε η περίσσεια μάζας, M_e , που προκαλεί την βαρυτική ανωμαλία δίνεται από τον τύπο [18]:

$$M_e = \frac{1}{2\pi G} = \sum_{i=1}^n \Delta g_1 \delta S_1 \quad (4.42)$$

Για τον προσδιορισμό της πραγματικής χωρητικότητας είναι απαραίτητη η γνώση των τιμών των πυκνοτήτων. Η πραγματική μάζα του σώματος M που προκαλεί την ανωμαλία μπορεί να καθοριστεί αν είναι γνωστή η πυκνότητα του ρ_o και η διαφορά πυκνότητας $\Delta \rho$ μεταξύ αυτού και των πετρωμάτων που το περιβάλλουν. Αυτή προσδιορίζεται σύμφωνα με την εξής σχέση [18]:

$$M = \frac{\rho_o}{\Delta \rho} M_e \quad (4.43)$$

Γ). Η φύση των άνω γωνιών της δομής

Η τοποθεσία του σημείου καμπής, δηλαδή το σημείο όπου η οριζόντια βαθμίδα της έντασης μεταβάλλεται με το μεγαλύτερο ρυθμό, εξαρτάται από τη φύση των άνω γωνιών της εδαφικής δομής. Ένα παράδειγμα της εφαρμογής αυτής της σημαντικής παρατήρησης είναι ότι εάν είναι γνωστή η δεύτερη παράγωγος της οριζόντιας βαθμίδας της έντασης είναι γνωστή, τότε είναι δυνατό να γίνει διάκριση γρανιτικών σχηματισμών (πυριγενή πετρώματα) από ιζηματογενείς λεκάνες. Αυτό είναι πολύ σημαντικό γιατί αυτοί οι σχηματισμοί συνήθως συνυπάρχουν στο υπέδαφος και οι βαρυτικές ανωμαλίες που προκαλούν στην επιφάνεια είναι παρόμοιας μορφής [17].

Δ) Πάχος της δομής

Όταν είναι γνωστή η βαρυτομετρική ανωμαλία Δg , και η αντίθεση πυκνότητας $\delta\rho$, της δομής στην οποία οφείλεται η ανωμαλία αυτή, τότε το πάχος της δομής δίνεται από τη σχέση [12]:

$$h = \frac{\Delta g}{2\pi G \delta\rho} \quad (4.44)$$

Η σχέση αυτή ισχύει για άπειρων οριζόντιων διαστάσεων δομές. Όταν η δομή παρουσιάζει περιορισμένη οριζόντια έκταση, τότε η σχέση που αναφέρθηκε δίνει μικρότερα πάχη από τα πραγματικά.

❖ Έμμεσες μέθοδοι (indirect ή inverse method)

Η έμμεση ερμηνεία περιλαμβάνει τη δημιουργία ενός μοντέλου, τον υπολογισμό της βαρυτικής ανωμαλίας που αυτό προκαλεί, τη σύγκρισή του με τις μετρήσεις και την προσαρμογή του μοντέλου μέχρι αυτό να συνάδει με τα δεδομένα που ανακτήθηκαν κατά τη διεξαγωγή της έρευνας. Η επαναληπτική αυτή διαδικασία ονομάζεται iterative modelling και περιληπτικά (για την καλύτερη κατανόηση του) έχει ως εξής [29].

- Δημιουργία ενός λογικού μοντέλου
- Υπολογισμός της βαρυτικής ανωμαλίας
- Σύγκριση της ανωμαλίας που έχει υπολογιστεί με αυτή που έχει μετρηθεί
- Προσαρμογή του μοντέλου ώστε να έρχεται σε συμφωνία με τα δεδομένα και επιστροφή στο 2^ο βήμα.

Σε αυτό το σημείο είναι πιθανός ο υπολογισμός κάποιων παραμέτρων, αλλά το αντίστροφο πρόβλημα (inverse problem), δηλαδή ο ολοκληρωμένος και αναλυτικός προσδιορισμός του εδαφικού σχηματισμού από την ανωμαλία που παρατηρείται, είναι στις περισσότερες περιπτώσεις μη μοναδικό, πράγμα που σημαίνει ότι δεν είναι προϊόν αποκλειστικά και μόνο μίας πηγής και για αυτό η επίλυση του παρουσιάζει δυσκολίες

Το αρχικό μοντέλο στήνεται χρησιμοποιώντας παραμετρικές μετρήσεις ή/και γεωλογικές πληροφορίες. Η επιλογή ενός αρχικού και λογικού μοντέλου έγκειται σε πολύ μεγάλο βαθμό στην εμπειρία του ερευνητή [18]. Στην αρχή δοκιμάζονται απλού τύπου σχήματα για τα οποία είναι διαθέσιμες αναλυτικές εξισώσεις οι οποίες

προκύπτουν από το Νόμο Παγκόσμιας Έλξης του Νεύτωνα . Αυτού του είδους φόρμουλες είναι ιδιαίτερα χρήσιμες καθώς μπορούν να προσεγγίσουν πολλές απλού σχήματος δομές καθώς επίσης και ακανόνιστες δομές οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν ως το άθροισμα απλούστερων.

Παραδείγματα [17]:

- Σημειακή μάζα: αλατούχοι δόμοι
- Οριζόντιος κύλινδρος άπειρου μήκους: θαμμένα φαράγγια.
- Οριζόντιο επίπεδο: στενή σε πάχος εδαφική δομή.
- Πλάκα άπειρου μήκους: ευρείες σε έκταση δομές..
- Κάθετος κύλινδρος: ηφαιστειακά βύσματα, θόλοι άλατος.

Αν ένα σώμα όγκου V , που η πυκνότητά του είναι μεγαλύτερη κατά $\delta\rho$ από την πυκνότητα του περιβάλλοντος, βρίσκεται σε ορισμένο βάθος μέσα στο φλοιό, η κατακόρυφη ανωμαλία Δg_z σε σημείο P της επιφάνειας της Γης δίνεται από την σχέση:

$$\Delta g_z = G\delta\rho \int_V \frac{\eta\mu\phi}{r^2} dV \quad (4.45)$$

Αυτή είναι η σχέση , που δίνει την κατακόρυφη συνιστώσα της ανωμαλίας βαρύτητας και παίρνει απλούστερες μορφές σε ειδικές περιπτώσεις οι οποίες αναφέρονται συνοπτικά στον παρακάτω πίνακα.

<i>Geometry</i>	<i>Formula</i>	<i>Depth</i>
Ball	$\Delta g = \frac{4\pi GR^3 \Delta\rho}{3z^3} \frac{1}{\left[1 + \left(x^2/z^2\right)\right]^{3/2}}$	$z = 1.305x_{1/2}$
Horizontal cylinder	$\Delta g = \frac{2\pi GR^2 \Delta\rho}{z} \frac{1}{\left[1 + \left(x^2/z^2\right)\right]}$	$z = 1.0x_{1/2}$
Vertical cylinder	$\Delta g = \frac{\pi GR^2 \Delta\rho}{\left(x^2 + z^2\right)^{3/2}}$	$z = 0.58x_{1/2}$

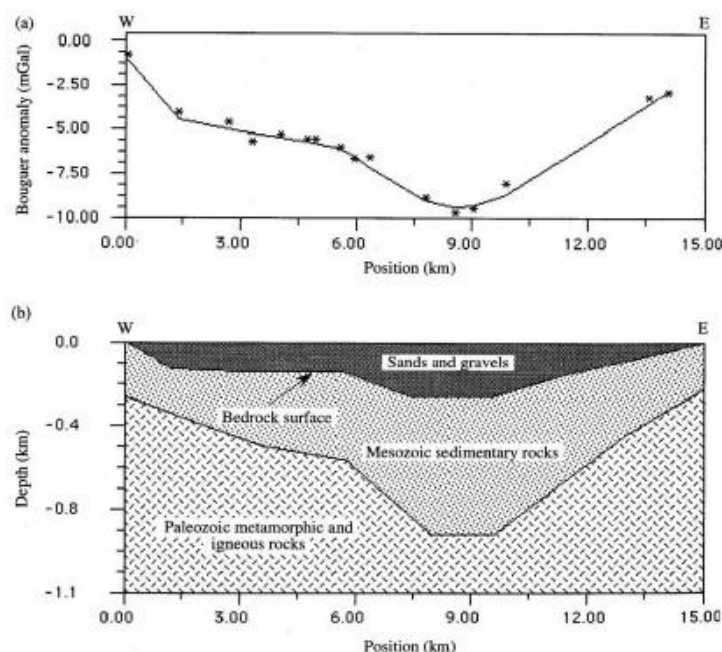
Σχήμα 4.22 Συνοπτικός πίνακας της βαρυτικής ανωμαλίας από απλά γεωμετρικά σώματα σε ορισμένο βάθος z . [29]

4.8 Μοντελοποίηση των ανωμαλιών (modeling)

Αν και η μοντελοποίηση και η ερμηνεία των ανωμαλιών που προκύπτουν τόσο από την βαρυτική όσο και από την μαγνητική διασκόπηση θα αναλυθούν εκτενέστερα στο τελευταίο κεφάλαιο με την χρήση του προγράμματος Oasis montaj Viewer, κρίνεται σκόπιμο να γίνει και στο παρόν τμήμα της εργασίας μια περιληπτική και σύντομη αναφορά της θεωρίας που διέπουν τις μεθόδους.

Η διαδικασία μοντελοποίησης χρησιμοποιεί στις περισσότερες των περιπτώσεων χάρτες που περιλαμβάνουν μόνο μικρής κλίμακας ανωμαλίες (έχουν εξαλειφθεί οι μεγάλης κλίμακας ανωμαλίες). Κατά την πραγματοποίηση της ο μελετητής πρέπει να χρησιμοποιήσει μια αντίθεση πυκνότητας μεταξύ του σχηματισμού ενδιαφέροντος και του περιβάλλοντος υλικού, ενώ όταν μοντελοποιείται ένας βαρυτομετρικός χάρτης Bouguer, τότε ως τιμή πυκνότητας χρησιμοποιείται αυτή του υπό μελέτη σώματος .

Υπάρχουν πολλές τεχνικές μοντελοποίησης οι οποίες διακρίνονται κυρίως σε δύο κατηγορίες: 2) άμεσες μέθοδοι ή αλλιώς forward modelling χρησιμοποιώντας 2d, 2.5d(η ασυνήθιστη αυτή διάσταση αυτή εξηγείται στη συνέχεια) η και 3d ακανόνιστου σχήματος σώματα και 3)έμμεσες μέθοδοι ή αλλιώς αντίστροφη μοντελοποίηση (inverse modeling) χρησιμοποιώντας και πάλι 2d, 2.5d και 3d ακανόνιστου σχήματος σώματα. Οι περισσότερες από αυτές τις τεχνικές χρησιμοποιούν επαναληπτικές διαδικασίες (με τη χρήση υπολογιστή) , όπου το βαρυτικό πεδίο που προκύπτει μέσω της μοντελοποίησης συγκρίνεται με τις παρατηρούμενες τοπικής κλίμακας ανωμαλίες (ανάλογα με το είδος του βαρυτομετρικού χάρτη που έχει χρησιμοποιηθεί). Αν οι τιμές που προκύπτουν δεν είναι σε συμφωνία με τις μετρήσεις που έγιναν στο πεδίο τότε η διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι αυτές να συγκλίνουν [16].

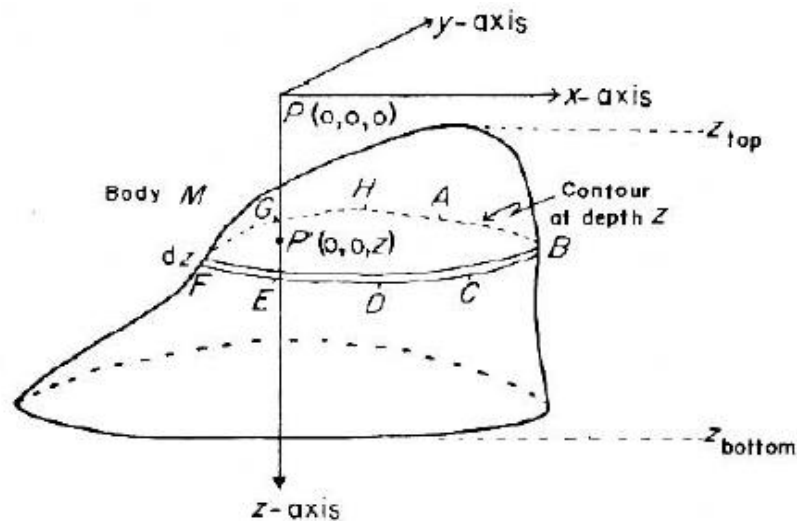


Σχήμα 4.23 2διάστατη βαρυτική μοντελοποίηση. Η συνεχής γραμμή αναπαριστά τις τιμές της βαρυτικής ανωμαλίας που υπολογίστηκαν βάση του μοντέλου (διάγραμμα b) και τα αστεράκια τα δεδομένα που μετρήθηκαν στο πεδίο [16].

4.8.1. Άμεση μοντελοποίηση (forward modeling)

Μια τυπική προσέγγιση με τη χρήση υπολογιστή έχει ως εξής: για 2διάστατη μοντελοποίηση, η διατομή του σώματος προσεγγίζεται με ένα πολύγωνο. Το πολύγωνο αυτό θεωρείται ότι είναι άπειρου μήκος στη τρίτη διάσταση και η μία οριζόντια διάσταση έχει μήκος μεγαλύτερο του διπλασίου της άλλης. Αν η προσομοίωση αυτή δεν ταιριάζει τότε πρέπει να γίνει διόρθωση στα τελικά αποτελέσματα και για αυτό και η μέθοδος αυτή ονομάζεται 2.5διάστατη μοντελοποίηση. Η 2.75διάστατη μοντελοποίηση είναι η ίδια με την 2,5διάστατη με τη διαφορά ότι μία τελική διόρθωση είναι «μεγαλύτερη» από την άλλη, δηλαδή, γίνεται η υπόθεση ότι το προφίλ του μοντέλου δεν διέρχεται από το μέσο του σώματος [23].

Οι 3διάστατες δομές πρέπει να καθοριστούν από περιγράμματα, τα οποία προσεγγίζονται με πολυγωνικά στρώματα (polygonal layers). Οι επιδράσεις αυτών των στρωμάτων σε κάθε περίγραμμα υπολογίζονται και αθροίζονται. Μία άλλη μέθοδος περιλαμβάνει την μοντελοποίηση της δομής ως άθροισμα κατακόρυφων πρισμάτων. Η ανάγκη πραγματοποίησης 3διάστατης μοντελοποίησης είναι σπάνια καθώς τα περισσότερα προβλήματα μπορούν να αναπαρασταθούν με απλού τύπου προφίλ [17].



Σχήμα 4.23 Σχηματική απεικόνιση βαρυτικής μοντελοποίησης 2διάστατων σωμάτων [17]

4.8.2 Αντίστροφη μοντελοποίηση (inverse modeling)

Η αυτοματοποιημένη αντιστροφή του προβλήματος με την χρήση υπολογιστή από πληροφορίες και δεδομένα που έχουν συλλεχθεί για πιο περίπλοκα μοντέλα (3διάστατα) με εφαρμογή μη γραμμικών αλγορίθμων. Στόχος είναι η ελαχιστοποίηση της εξής συνάρτησης [29]:

$$F = \sum_{i=1}^n (\Delta g_{obs_i} - \Delta g_{cal_i}) \quad (4.46)$$

όπου n το πλήθος των δεδομένων.

Η φύση της δομής υπολογίζεται αυτόματα με τη χρήση υπολογιστή και την αξιοποίηση των δεδομένων. Εξαιτίας της *ασάφειας του προβλήματος*, αυτό καθίσταται εφικτό μόνο αν εφαρμοστούν κάποιοι περιορισμοί σε παραμέτρους όπως η πυκνότητα και η χωρική φύση της δομής, έτσι ώστε το πλήθος των πιθανών λύσεων να περιοριστεί σε σημαντικό βαθμό. Στα πλαίσια αυτά χρησιμοποιούνται πολλές τεχνικές όπως η διαφοροποίηση μόνο των τιμών της πυκνότητας, ή μόνο του πάχους συναρμολόγησης των στρωμάτων ή μόνο των συντεταγμένων των κορυφών της δομής [17].

Η αντίστροφη μοντελοποίηση παρουσιάζει μεγάλη εξέλιξη σήμερα, εξαιτίας της μεγάλης διαθεσιμότητας βαρυτικών δεδομένων, της ανάγκης για περισσότερη αυτοματοποιημένη ερμηνεία και τη διάδοση γρήγορων και εξελιγμένων υπολογιστών. Θα πρέπει, ωστόσο, να αναφερθεί ότι δεν μπορεί να αντικαταστήσει το forward modeling που διεξάγεται από ανθρώπινο δυναμικό, όμως, εξαιτίας της ασάφειας του

προβλήματος και της υποκειμενικότητας του εκάστοτε μελετητή, η μέθοδος του inverse modeling χρησιμοποιείται στις περισσότερες των περιπτώσεων

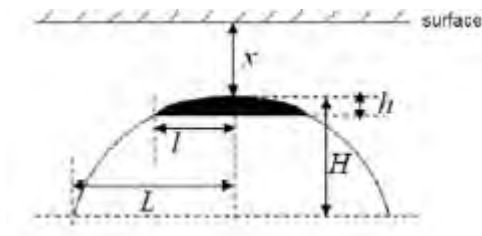
4.9 Η βαρυτική ανωμαλία σε κοιτάσματα πετρελαίου

Όπως έχει ήδη αναφερθεί η αρνητική μεταβολή της έντασης του βαρυτικού πεδίου υποδεικνύει την παρουσία κοιτασμάτων πετρελαίου στην υπό εξέταση περιοχή, ωστόσο αυτή η ανωμαλία είναι σχετικά μικρή και ενώ είναι διακριτή στα αποτελέσματα πολλές φορές δεν ερμηνεύεται με τον κατάλληλο τρόπο [30].

Το 1961, ο Xu Qinggagng σύγκρινε τις βαρυτικές ανωμαλίες του Αζερμπαϊτζάν που προκλήθηκαν από κοιτάσματα πετρελαίου το 1950 και το 1958 και παρατήρησε ότι η βαρυτική ένταση είχε αυξηθεί κατά 0.4 milligal. Το γεγονός αυτό θεωρήθηκε λανθασμένα ότι προκλήθηκε από την εξόρυξη του πετρελαίου κατά το διάστημα αυτών των 8 χρόνων και ότι η εδαφική αυτή έκταση είχε πλέον καλυφθεί από σχηματισμούς νερού, προκαλώντας έτσι αλγεβρική αύξηση της αρχικά αρνητικής βαρυτικής ανωμαλίας. Σε αντίθεση με αυτή την θεώρηση, στα τέλη του 1960^η μελετήθηκε η αρνητική βαρυτική μεταβολή από διαφορετικούς τύπους σχηματισμών υδρογονανθράκων και επισημάνθηκε ότι η πυκνότητα αντίθεσης μεταξύ αυτών και των περιβαλλόντων εδαφών ήταν της τάξης μέχρι και $-0,6 \text{ gr/cm}^3$. Παρατηρήθηκε επίσης ότι οι αρνητικές ευτελές μεταβολές ήταν περισσότερο ευδιάκριτες σε μεγάλης έκτασης και κοντά στην επιφάνεια συγκεντρώσεων υδρογονανθράκων και δεν υπήρχε καμία συσχέτιση με το είδος των ταμιευτήρων.

Επομένως, καθίσταται αναγκαία η μελέτη της συμπεριφοράς της βαρυτικής μεταβολής που προκαλείται από κοιτάσματα πετρελαίων όταν αλλάζει η δομή αυτών, το μέγεθός τους και το βάθος που εκτείνονται κάτω από την επιφάνεια της Γης.

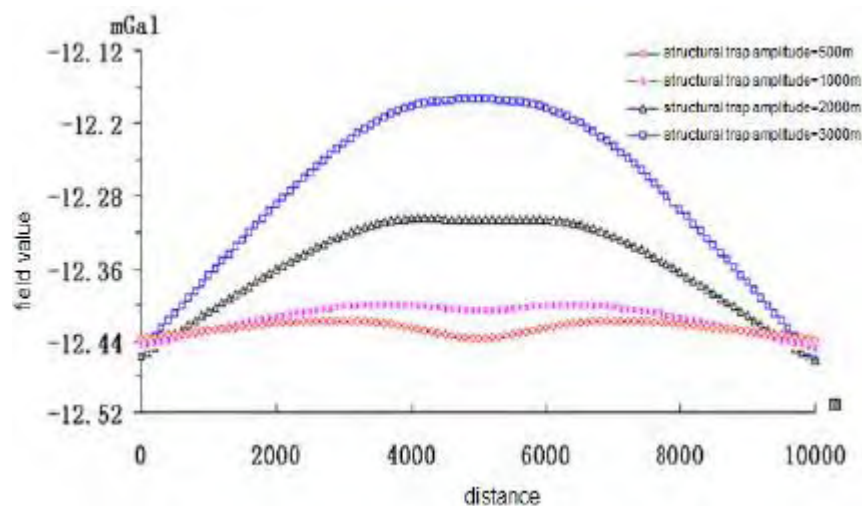
Στο σχήμα που ακολουθεί το βάθος ταφής του κοιτάσματος είναι z , η ακτίνα του, l , το πάχος αυτού h , ενώ όσο αναφορά την ευρύτερη υπόγεια γεωλογική δομή, η ακτίνα αυτής είναι L , και το πάχος αυτής, H .



Σχήμα 4.24 Σχηματικό διάγραμμα της δομικής παγίδας πετρελαίου [30]

Όλες οι παρατηρήσεις που θα αναφερθούν στη συνέχεια, βασίζονται στο σχήμα 4.24 και αποτελούν πειραματικά αποτελέσματα της έρευνας [30] η οποία εξετάζει την ανωμαλία που προκαλούν μεγάλες συγκεντρώσεις υδρογονανθράκων στην ένταση του πεδίου βαρύτητας, με μεταβολή τεσσάρων παραμέτρων: το εύρος της δομικής παγίδας, το πάχος του κοιτάσματος, την ακτίνα της δομικής παγίδας και το βάθος ταφής ου κοιτάσματος

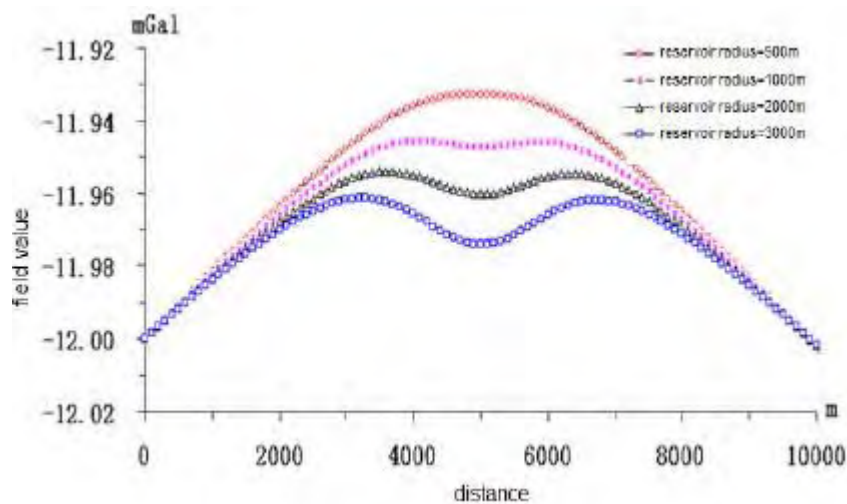
Η βαρυντική ανωμαλία μεταβάλλεται με διακυμάνσεις του εύρους (πάχους), H , της δομικής παγίδας.



Σχήμα 4.25 Σύγκριση εδαφικών προφίλ για διαφορετικά πάχη, H , της δομικής παγίδας[30]

Με μείωση του πάχους της δομικής παγίδας, τα εδαφικά προφίλ εξομαλύνονται, ο «θόρυβος» που οφείλεται στις μεγάλης κλίμακας ανωμαλίες μειώνεται και ενισχύεται η συνεισφορά του κοιτάσματος στη βαρυντική μεταβολή (μικρής κλίμακας ανωμαλία). Η παρατήρηση αυτή είναι λογική καθώς η ευρύτερη δομική παγίδα, στην οποία εγκλωβίζεται το πετρέλαιο, αποτελεί την πηγή για την ανωμαλία της μεγάλης κλίμακας, ενώ το κοίτασμα αποτελεί την πηγή της μικρής κλίμακας ανωμαλίας.

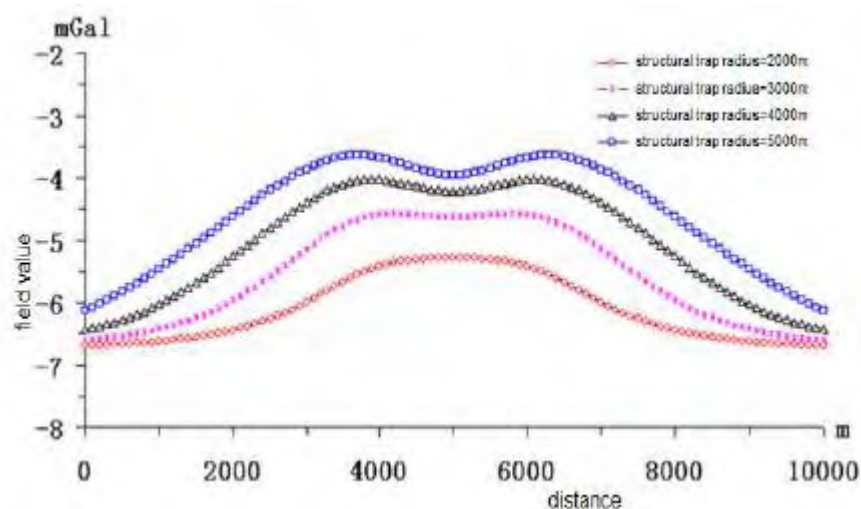
Η βαρυντική ανωμαλία μεταβάλλεται με διακυμάνσεις του μεγέθους l , του κοιτάσματος.



Σχήμα 4.26 Σύγκριση εδαφικών προφίλ για διαφορετικές ακτίνες, L , του κοιτάσματος [30]

Παρατηρείται ότι όσο αυξάνεται η ακτίνα του κοιτάσματος, η βαρυντική ανωμαλία έχει μεγαλύτερο εύρος-έκταση και η μεταβολή της ανωμαλίας είναι εξίσου μεγαλύτερη. Ωστόσο από την καμπύλη για την ακτίνα των 500 μέτρων (ροζ καμπύλη), παρατηρείται ότι αυτή επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από την μεγάλης κλίμακας ανωμαλία, τον «θόρυβο», καθώς είναι σχεδόν επίπεδη και παρουσιάζει μόνο μια μικρή διαφοροποίηση στο κέντρο της. Επομένως καθίσταται απαραίτητη η χρήση των μεθόδων που έχουν προαναφερθεί για την διάκριση-φιλτράρισμα των δύο ειδών ανωμαλίας και την καλύτερη ερμηνεία των δεδομένων.

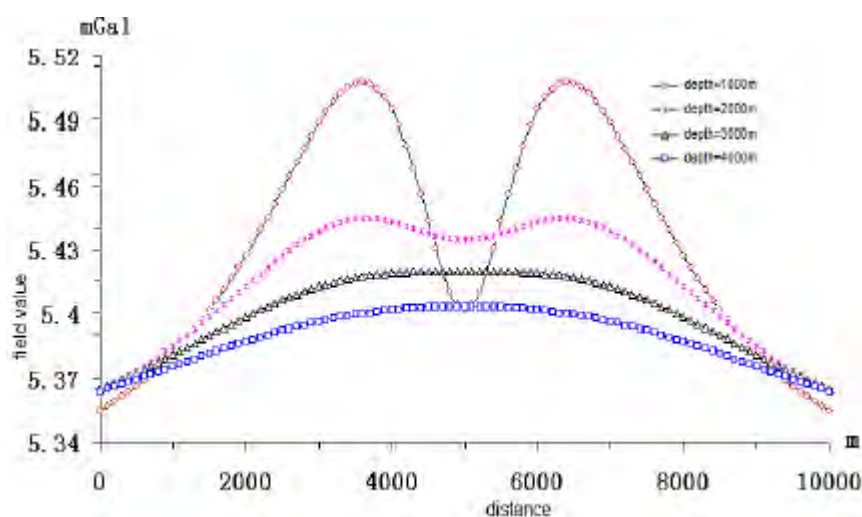
Η βαρυντική ανωμαλία μεταβάλλεται με διακυμάνσεις του μεγέθους L , της δομικής παγίδας.



Σχήμα 4.27 Σύγκριση εδαφικών προφίλ για διαφορετικές ακτίνες, L , της δομικής παγίδας [30]

Παρατηρείται ότι η όσο αυξάνει η ακτίνα L , της δομικής παγίδας, η ανωμαλία μεγάλης κλίμακας επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό το προφίλ, και η επιρροή του κοιτάσματος στην ένταση της βαρύτητας αμβλύνεται (διαφορά κόκκινης καμπύλης, $L=2000\text{m}$ και μπλε καμπύλης, $L=5000\text{m}$)

Η βαρυτική ανωμαλία μεταβάλλεται με διακυμάνσεις του βάθους ταφής από την επιφάνεια, z , του κοιτάσματος πετρελαίου.



4.28 Σύγκριση εδαφικών προφίλ για διαφορετικά βάθη, z , του κοιτάσματος από την εδαφική επιφάνεια[30]

Όπως φαίνεται από το διάγραμμα μεταβολής της βαρυτικής έντασης με την απόσταση (βαρυτικό προφίλ), με αύξηση του βάθους του κοιτάσματος από την γήινη επιφάνεια, η βαρυτική ανωμαλία που οφείλεται στην παρουσία του κοιτάσματος εξασθενεί. Όταν το βάθος είναι $z=1000\text{m}$ (κόκκινη καμπύλη) η αρνητική μεταβολή της έντασης που προκαλείται από το κοίτασμα είναι ευδιάκριτη και φτάνει το $0,2 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$. Όταν το βάθος του κοιτάσματος είναι 3000 m (μαύρη καμπύλη), η μεταβολή του βαρυτικού πεδίου είναι της τάξεως του $0,005 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$, η οποία βασικά επικαλύπτεται από την ανωμαλία που προκαλεί η ευρύτερη γεωλογική δομή (ανωμαλία μεγάλης κλίμακας) και όταν το βάθος φτάνει τελικά τα 4000m (μπλε καμπύλη), τότε η μεταβολή που οφείλεται στην παρουσία του πετρελαίου είναι αδύνατο να εντοπιστεί από την καμπύλη του προφίλ και απαιτείται κάποια μέθοδος διαχωρισμού για την ερμηνεία των δεδομένων.

4.10 Κόστος βαρυτικής έρευνας

Το τυπικό κόστος διεξαγωγής μιας βαρυτομετρικής διασκόπησης εξαρτάται από το αν ο κάτσατε πελάτης επιθυμεί να την πραγματοποιήσει μόνος του ή αν θα

απευθυνθεί σε μια συμβουλευτική εταιρία, από το πλήθος των δεδομένων και της επεξεργασίας αυτών, το πλήθος των σταθμών και το αντικείμενο ενδιαφέροντος. Η βαρυτική διασκόπηση δεν είναι το ίδιο περίπλοκη με μια σεισμική αλλά ταυτόχρονα όχι εξίσου εύκολο να πραγματοποιηθεί όπως μια μαγνητική διασκόπηση [16]. Αν ο ενδιαφερόμενος διαθέτει την εμπειρία να συλλέξει και να επεξεργαστεί τα βαρυτικά δεδομένα τότε, μπορεί να αρκεστεί στην ενοικίαση ενός βαρυτόμετρου, της οποίας τα κόστη φαίνονται στον παρακάτω πίνακα για τα πιο συνηθισμένα βαρυτόμετρα. Στη περίπτωση όμως που απευθυνθεί σε μία εταιρία, τότε το κόστος αυξάνεται δραματικά και περιλαμβάνει την ενοικίαση εξοπλισμού και την διάθεση ενός ατόμου για την πραγματοποίηση των μετρήσεων. Ο έλεγχος και η παρακολούθηση των σταθμών μέτρησης για λάθη επιβαρύνει ακόμα περισσότερο τη τιμή. Τέλος, το ποσό που πρέπει να διατεθεί για την επεξεργασία και την ερμηνεία των δεδομένων (σχεδιασμός βαρυτικού χάρτη και εκτίμηση του βάθους της βαρυτικής ανωμαλίας) εξαρτάται από το αντικείμενο μελέτης. Εάν στόχος είναι απλά η σχεδίαση της βαρυτικής ανωμαλίας τότε, το κόστος δεν είναι ιδιαίτερα μεγάλο, σε περίπτωση όμως που σκοπός είναι η σχεδίαση σε χάρτη του γενικότερου γεωλογικού υποβάθρου, τότε απαιτείται λεπτομερέστερη μοντελοποίηση και πιο εξειδικευμένες τεχνικές που απαιτούν περισσότερο χρόνο [16].

Service	Costs
<i>Gravity meter rental</i>	
Lacoste and Romberg model G	\$50-60/day plus \$240-270 mobilization
Lacoste and Romberg model D	\$70-100/day plus \$240-270 mobilization
Scintrex CG3-M autograv	\$100-130/day plus \$240-270 mobilization
Portable GPS receivers	\$45-55/day plus \$90-110 mobilization
<i>Consulting services</i>	
Gravity survey (data collection only)	\$900-1100/day
Station surveying	\$300-350/day
Data processing (Bouguer gravity anomalies)	\$200-300/day
Data processing and interpretation	\$300-400/day

Σχήμα 4.29 Τυπικά κόστη διεθνώς για τη διεξαγωγή βαρυτομετρικής διασκόπησης [16].

Οι τιμές αυτές, σύμφωνα με την δημοσίευση του σχετικού άρθρου [16] αναφέρονται στην χρονολογία 2007.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 Μαγνητική διασκόπηση .

5.1 Εισαγωγή

Η αρχή της μεθόδου της μαγνητικής διασκόπησης είναι ο εντοπισμός μεταβολών της μαγνήτισης των πετρωμάτων (ένταση της μαγνήτισης J) μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της γης, με μετρήσεις στην επιφάνεια της γης μαγνητικών ανωμαλιών μικρής κλίμακας, δηλαδή τοπικών μεταβολών της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου [12] Η μαγνήτιση των πετρωμάτων οφείλεται εν μέρει στην επαγωγή του σημερινού μαγνητικού πεδίου της Γης και εν μέρει στη μόνιμη μαγνήτιση του. Η επαγωγική μαγνήτιση εξαρτάται κυρίως από την μαγνητική επιδεκτικότητα του πετρώματος και την ένταση του μαγνητικού πεδίου που προκαλεί την μαγνήτιση, ενώ η μόνιμη μαγνήτιση από τη γεωλογική ιστορία του πετρώματος [9]

Η γεωφυσική διερεύνηση με τη χρησιμοποίηση παρατηρήσεων του γήινου μαγνητικού πεδίου ήταν η πρώτη γεωφυσική τεχνική ,που εφαρμόστηκε από τον von Werde, ο οποίος εντόπισε κοιτάσματα μεταλλευμάτων με χαρτογράφηση των μεταβολών του μαγνητικού πεδίου το 1843, ενώ το 1879, ο Thalen δημοσίευσε την πρώτη χειρόγραφη εργασία με τίτλο The Examination of Iron Ore Deposits by Magnetic Measurements [13]

Οι μαγνητικές μέθοδοι είναι οι παλαιότεροι μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης. Ωστόσο, στη σύγχρονη εποχή ,η αξία τους έχει υποβαθμιστεί σε σημαντικό βαθμό εξαιτίας της ραγδαίας εξέλιξης της σεισμικής διασκόπησης τις τελευταίες δεκαετίες [17]. Σε όρους, όμως, μετρήσιμων χιλιομέτρων , πρέπει να αναφερθεί ότι η μαγνητική διασκόπηση αποτελεί την περισσότερο διαδεδομένη μέθοδο γεωφυσικής διασκόπησης, κυρίως επειδή οι μαγνητικές παρατηρήσεις αποκτούνται εύκολα και γρήγορα χωρίς να χρειάζονται πολύπλοκες και χρονοβόρες διορθώσεις. Στην έρευνα του πετρελαίου άρχισαν να εφαρμόζονται μετά το 1920 [13]. Πρόσφατα, έχει παρατηρηθεί μια αναζωπύρωση του ενδιαφέροντος ως προς την μαγνητική διασκόπηση εξαιτίας των υψηλής ανάλυσης τεχνικών που χρησιμοποιεί και που μπορούν να αποκαλύψουν την δομή των ιζηματογενών σχηματισμών [17] Εκτός από τον εντοπισμό υδρογονανθράκων και μεταλλευμάτων χρησιμοποιούνται και στη διαπίστωση μεταπτώσεων , κυρίως όταν λόγω τεκτονικών κινήσεων έχουν έρθει σε

επαφή πετρώματα με διαφορετική μαγνητική επιδεκτικότητα, για παράδειγμα ιζηματογενή με εκρηξιγενή [9].

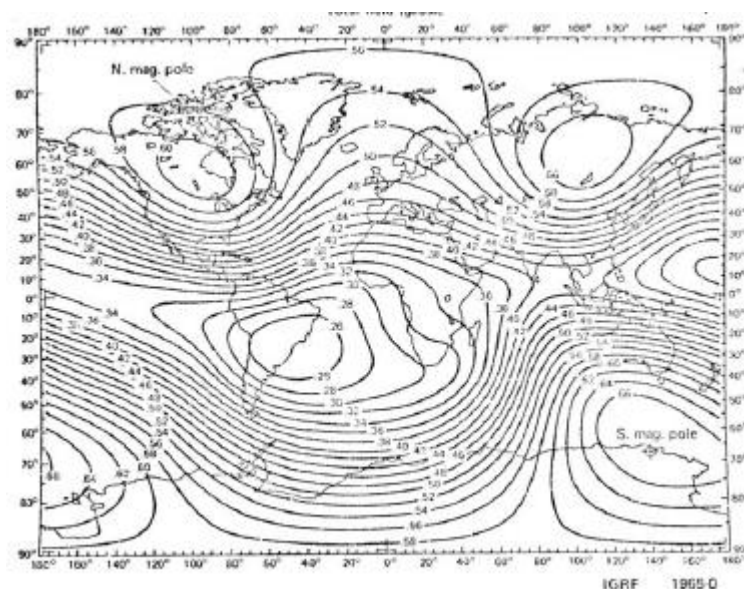
Οι μαγνητικές ανωμαλίες εξαρτώνται από το μέγεθος, το σχήμα και την ένταση μαγνήτισης της μάζας που τις προκαλούν. Κατά την μαγνητική μέθοδο έρευνας πραγματοποιείται μέτρηση και ανάλυση των τοπικών ανωμαλιών του γεωμαγνητικού πεδίου, που οφείλονται σε διαφορές της έντασης μαγνήτισης των πετρωμάτων. Τα ιζηματογενή πετρώματα έχουν συνήθως πολύ μικρή μαγνητική διαπερατότητα σε σύγκριση με τα πυριγενή και μεταμορφωσιγενή πετρώματα, τα οποία τείνουν να έχουν αρκετά μεγάλο ποσοστό μαγνητίτη (κοινό μαγνητικό υλικό). Οι περισσότερες μαγνητικές διασκοπήσεις πραγματοποιούνται για τον σχεδιασμό χαρτών της γεωλογικής δομής των υπόγειων πετρωμάτων ή για τον άμεσο εντοπισμό μεταλλευμάτων [16].

Η μαγνητική μέθοδος παρουσιάζει ομοιότητες με την βαρυτομετρική και απαιτούν όμοια τεχνική ερμηνείας. Όπως η βαρυτομετρική ανωμαλία εξαρτάται από το μέγεθος, το σχήμα και την πυκνότητα του σώματος, έτσι και η μαγνητική ανωμαλία εξαρτάται από το μέγεθος, το σχήμα και την ένταση μαγνήτισης του σώματος. Η μαγνητική μέθοδος είναι πολυπλοκότερη, διότι η φυσική σταθερά η οποία καθορίζει τη μαγνητική κατάσταση του σώματος, δηλαδή η *ένταση μαγνήτισης*, είναι διανυσματική ποσότητα με μέγεθος και διεύθυνση, ενώ η αντίστοιχη σταθερά στη βαρυτομετρική μέθοδο, η πυκνότητα, είναι μονόμετρο μέγεθος [9]. Κατά συνέπεια, όπως είναι επόμενο και η γεωλογική ερμηνεία των μαγνητικών μετρήσεων είναι πιο δύσκολη.

5.2 Το μαγνητικό πεδίο της Γης

Η επιστήμη της γεωφυσικής έχει καταφέρει να αναπτύξει ένα μαθηματικό μοντέλο για το μαγνητικό πεδίο της Γης, δηλαδή για το σχήμα και την ένταση αυτού. Οι μαγνητικές διασκοπήσεις υποδεικνύουν ότι υπάρχουν πολλές απρόσμενες διακυμάνσεις σε αυτό το μοντέλο οι οποίες καλούνται «μαγνητικές ανωμαλίες». Μία θετικής τιμής μαγνητική ανωμαλία συμβαίνει όταν η μετρήσιμη τιμή της έντασης είναι μεγαλύτερη από αυτή που προβλέπεται από το γήινο μοντέλο, ενώ μετάπτωση της έντασης του μαγνητικού πεδίου παρατηρείται όταν η παρατηρούμενη τιμή της έντασης είναι μικρότερη από την προσδοκώμενη [16].

Στην επιφάνεια της Γης υφίσταται μόνιμο μαγνητικό πεδίο, του οποίου η διεύθυνση είναι περίπου Β-Ν. Η Γη, συνεπώς είναι ένας μεγάλος μαγνήτης, οι πόλοι του οποίου δεν συμπίπτουν με τους γεωφυσικούς πόλους [9]. Η προσέγγιση του μαγνητικού πεδίου της Γης ως ένα απλό δίπολο μπορεί να θεωρηθεί σωστή σε ποσοστό κατά 80% και το υπόλοιπο μπορεί να μοντελοποιηθεί θεωρώντας πολλά κατανεμημένα δίπολα στο σύνορο του πυρήνα με τον μανδύα [18].



Σχήμα 5.1 Χάρτης του ολικού γεωμαγνητικού πεδίου που κυμαίνεται από 25000γ στον ισημερινό και 70000γ στους πόλους [21].

Το γήινο μαγνητικό πεδίο μπορεί να διαχωριστεί στα παρακάτω τρία μέρη:

1. Το κύριο μαγνητικό πεδίο το οποίο παράγεται στο πυρήνα της Γης και δημιουργεί τις ευρείες σε έκταση μεταβολές της έντασης του πεδίου και της διεύθυνσης αυτού.
2. Το εξωτερικό μαγνητικό πεδίο, το οποίο παράγεται από ηλεκτρικά ρεύματα της ιονόσφαιρας, που αποτελείται από ιονισμένα σωματίδια λόγω επίδρασης της ηλιακής ακτινοβολίας και τα οποία τίθενται σε κίνηση από τη δύναμη της ηλιακής παλίνρροιας.
3. Το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο, το οποίο παράγεται από σιδηρομαγνητικά ορυκτά που βρίσκονται στο φλοιό της Γης.

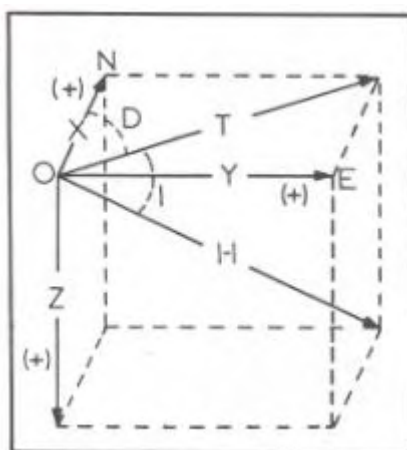
Το κύριο μαγνητικό πεδίο είναι ισχυρότερο από τα τρία μέρη. Το εξωτερικό πεδίο παρουσιάζει διακυμάνσεις με ημερήσιους κύκλους. Αντίθετα προς το βαρυτικό πεδίο, το οποίο ουσιαστικά παραμένει σταθερό, το μαγνητικό πεδίο παρουσιάζει αργές και

μακροχρόνιες μεταβολές. Αντικείμενο μελέτης της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής και των γεωμαγνητικών διασκοπήσεων αποτελεί το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο [20].

Πάντως φαίνεται σχεδόν βέβαιο ότι το κύριο μέρος του γήινου μαγνητικού πεδίου οφείλεται στο σύστημα των ηλεκτρικών ρευμάτων εντός της Γης [9]. Το γεωμαγνητικό πεδίο είναι γεωμετρικά πιο πολύπλοκο από το βαρυτικό πεδίο της γης αφού παρουσιάζει μεταβολές στη διεύθυνση και στο μέγεθος ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και το μήκος, αλλά και με το χρόνο [21]. Για τον λόγο αυτό, το διάνυσμα της έντασης, H , του μαγνητικού πεδίου της Γης σε ορισμένο τόπο πρέπει να προσδιορίζεται ως προς ορισμένο σύστημα αναφοράς για να είναι δυνατός ο καθορισμός των μεταβολών της έντασης [12].

Μεταβολές στο χώρο

Έστω ότι το διάνυσμα της έντασης προσδιορίζεται σε ένα σημείο O το οποίο αποτελεί την αρχή ενός τρισσορθογωνίου συστήματος αναφοράς. Το γεωμαγνητικό πεδίο H σχηματίζει γωνία και με την κατακόρυφη συνιστώσα (μαγνητική έγκλιση I) αλλά και με τον γεωγραφικό βορρά (μαγνητική απόκλιση D). Έχει οριζόντια συνιστώσα T με διεύθυνση τον μαγνητικό Βορρά και κατακόρυφη συνιστώσα Z που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς τα κάτω [21]. Η οριζόντια συνιστώσα αναλύεται στη μεσημβρινή συνιστώσα N , που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς το βορρά και αρνητική όταν έχει φορά προς το νότο και στην συνιστώσα Y , που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς την ανατολή κι αρνητική όταν έχει φορά προς τη δύση [12].



Σχήμα 5.2 Στοιχεία γεωμαγνητικού πεδίου σε ορισμένο τόπο [12]

Το μέτρο του διανύσματος F του ολικού μαγνητικού πεδίου (η ολική ένταση του πεδίου) είναι (geomagnetism)

$$H = \sqrt{T^2 + Z^2} = \sqrt{N^2 + Y^2 + Z^2}. \quad (5.1)$$

Η μαγνητική έγκλιση και απόκλιση είναι αντίστοιχα:

$$I = \tan^{-1} \frac{Z}{T} \quad (5.2) \quad \text{και} \quad D = \tan^{-1} \frac{Y}{N} \quad (5.3)$$

Το αξονικό διπολικό μοντέλο απλοποιεί τη θεώρηση του μαγνητικού πεδίου της Γης και μπορεί να περιγράψει την ένταση και τη διεύθυνσή του. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, τα μέτρα των συνιστωσών της οριζόντιας, κατακόρυφης και ολικής έντασης του πεδίου είναι :

$$T = \frac{M \cos \varphi}{R^3} \quad (5.4)$$

$$Z = \frac{2M \sin \varphi}{R^3} \quad (5.5)$$

$$H = \frac{M \sqrt{1+3\sin^2 \varphi}}{R^3} \quad (5.6)$$

Όπου:

- R είναι η ακτίνα της Γης
- M/R^3 είναι η ένταση του ολικού πεδίου στον ισημερινό
- φ είναι το μαγνητικό πλάτος

Η μαγνητική έγκλιση για ένα αξονικό δίπολο επίσης μεταβάλλεται συστηματικά με το μαγνητικό πλάτος σύμφωνα με [20]:

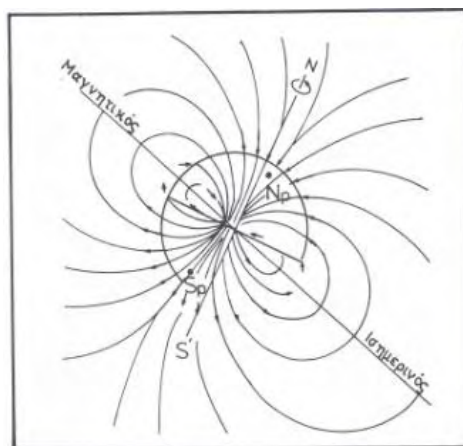
$$\tan I = 2 \tan \varphi \quad (5.7)$$

Για την αναγνώριση των ανωμαλιών του πεδίου είναι σημαντικό να είναι γνωστή η αδιατάρακτη κατάσταση του. Με μεγάλη προσέγγιση, το κανονικό γεωμαγνητικό πεδίου δύναται να παρασταθεί ως το πεδίο ενός δίπολου εγκατεστημένου στο κέντρο της Γης, με τη μαγνητική ροπή κατευθυνόμενη προς το γεωγραφικό νότο αυτής και με κλίση περίπου 10 μοιρών ως προς την περιστροφή άξονα.

Η ευθεία που ενώνει τους μαγνητικούς πόλους ονομάζεται μαγνητικός άξονας της Γης και σχηματίζει με το γεωγραφικό άξονα γωνία θ που μεταβάλλεται χρονικά. Οι μαγνητικές γραμμές του γήινου μαγνητικού πεδίου έχουν φορά από το νότιο γεωγραφικό πόλο (βόρειο μαγνητικό της γης) προς το βόρειο μαγνητικό γεωγραφικό

πόλο (δηλαδή το νότιο μαγνητικό της Γης) [9]. Σύμφωνα με την φορά των μαγνητικών γραμμών, ο βόρειος μαγνητικός πόλος της γης είναι αρνητικός και ο νότιος μαγνητικός πόλος είναι θετικός [12].

Πρακτικά η μονάδα μέτρησης του μαγνητικού πεδίου είναι το nanotesla (nT, μερικές φορές επίσης γνωστό ως γάμμα). Στους μαγνητικούς πόλους το πεδίο είναι περίπου 60.000 και κάθετο, ενώ στον ισημερινό είναι περίπου 30.000 και οριζόντιο [28].



Σχήμα 5.3 Προσομοίωση του μαγνητικού πεδίου της Γης σε περίοδο κανονικής πολικότητας [12].

Υπάρχει το κανονικό και το αντεστραμμένο πεδίο (εποχές) το οποίο αλλάζει κάθε 10000 χρόνια. Στη παρούσα φάση το πεδίο είναι κανονικής πολικότητας.

Οι γραμμές αναπαριστούν τις γραμμές του μαγνητικού πεδίου και η φορά τους υποδεικνύει ότι ο βόρειος μαγνητικός πόλος της Γης είναι αρνητικός ενώ ο νότιος θετικός. Παρατηρείται επίσης ότι με κάποια απόκλιση μοιρών οι μαγνητικοί πόλοι ταυτίζονται με τους γεωγραφικούς. Η γραμμή που περιβάλλει τη Γη κοντά στο γεωγραφικό ισημερινό ονομάζεται *μαγνητικός ισημερινός*. Αυτό σημαίνει ότι στη κλειστή καμπύλη της επιφάνειας της Γης η έγκλιση είναι μηδενική, δηλαδή, η ένταση του πεδίου είναι οριζόντια. Η πυκνότητα των γραμμών είναι αυξημένη μέσα στο πυρήνα της Γης [9].

Το γεωμαγνητικό πεδίο μπορεί να οφείλεται σε εσωτερική ή σε εξωτερική πηγή, είτε λόγω μόνιμης μαγνήτισης του είτε λόγω ροής ρεύματος που ρέει μέσα και έξω από την επιφάνεια της γης. Το τελευταίο αποκλείεται λόγω των μικρών ρευμάτων από τον αέρα στη Γη που έχουν παρατηρηθεί. Ο Carl Gauss το 1838 δημοσίευσε μία μαθηματική απόδειξη με την οποία αποδίδει τη δημιουργία του 95% του πεδίου σε εσωτερικές πηγές και μόλις το 5% έχει προέλευση από εξωτερικές διαδικασίες. Σήμερα, με την χρήση σφαιρικής αρμονικής ανάλυσης των μαγνητικών πεδίων που

παρατηρήθηκαν, τα ποσοστά αυτά έχουν αλλάξει καθώς έχει προκύψει ότι το 99% των μεταβολών οφείλεται σε στο εσωτερικό της Γης ενώ μόνο το 1% προκαλείται από εξωγενείς παράγοντες [21].

Χρονικές μεταβολές

Το μαγνητικό πεδίο της γης δεν είναι σταθερό αλλά μεταβάλλεται χρονικά. Οι μεταβολές αυτού του είδους όπως έχουν παρατηρηθεί στην διάρκεια της ανθρώπινης ιστορίας διαχωρίζονται σε τρεις κατηγορίες:

Αιώνιες μεταβολές (secular variation)

Οι αιώνιες μεταβολές είναι άγνωστης αιτίας. Επικρατεί η άποψη ότι οι αιτίες αυτές σχετίζονται με μηχανικές τάσεις στο εσωτερικό της Γης ή με τη ροή της εσωτερικής θερμότητας. Επίσης πιστεύεται ότι προκαλούνται από τις αργές σταδιακές μεταβολές στην κυκλοφορία των ρευμάτων μέσα στον πυρήνα με τον χρόνο, που προκαλεί την αντίστοιχη αργή σταδιακή μεταβολή των χαρακτηριστικών των μαγνητικών στοιχείων του πεδίου [24]. Οι μεταβολές αυτές επεκτείνονται σε μεγάλα τμήματα της Γης και διακρίνονται σε θετικές και αρνητικές. Κατά τη σύγχρονη εποχή, οι αρνητικές αιώνιες μεταβολές υπερτερούν των θετικών ώστε η ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου να υφίσταται μείωση.

Παροδικές μεταβολές

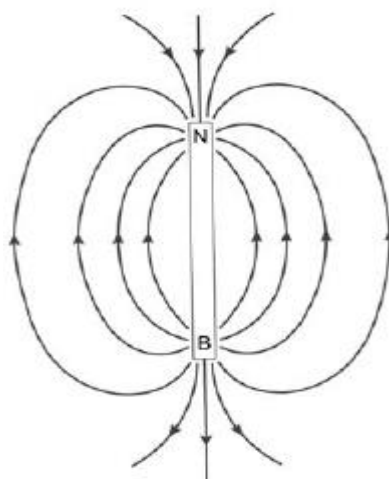
Αυτού του είδους οι μεταβολές διακρίνονται σε περιοδικές και μη περιοδικές. Οι περιοδικές μεταβολές είναι ομαλές διακυμάνσεις του γήινου μαγνητικού πεδίου, κανονικής μορφής και μικρού πλάτους, οι οποίες υποδεικνύουν σαφή εξάρτηση από τον Ήλιο. Διακρίνονται σε ημερήσιες, (Diurnal Variation) ετήσιες και 11ετούς περιόδου [13]. Κατά την πραγματοποίηση των μαγνητικών παρατηρήσεων για τους σκοπούς της μαγνητικής διασκόπησης η επίδραση των περιοδικών μεταβολών πάνω στις μετρήσεις μπορεί να υπολογιστεί εύκολα και να πραγματοποιηθούν οι σχετικές διορθώσεις [12].

Οι μη περιοδικές μεταβολές είναι διακυμάνσεις του γήινου πεδίου, λιγότερο κανονικής μορφής, αιφνίδιες και πολύ μικρής διάρκειας, ενώ είναι γνωστές ως μαγνητικές καταιγίδες ($>100 \text{ nT}$). Οι μαγνητικές καταιγίδες πιθανά οφείλονται στις ηλιακές κηλίδες (μεγάλα επίπεδα στην επιφάνεια του Ήλιου που αρχίζουν σε μεγάλα πλάτη και κινούνται προς τον ισημερινό). Επειδή αυτές παρουσιάζουν ανώμαλη εξέλιξη και πολλές φορές είναι εξαιρετικά έντονες, η πραγματοποίηση μαγνητικών

μετρήσεων θα πρέπει να αποφεύγεται κατά την εμφάνισή τους εξαιτίας των έντονων μη κανονικών μεταβολών του γεωμαγνητικού πεδίου.

Στην εφαρμοσμένη Γεωφυσική λαμβάνονται κυρίως υπόψη οι ημερήσιες μεταβολές και οι μαγνητικές καταιγίδες. Τα αποτελέσματά τους πρέπει να απαλείφονται κατάλληλα από τις μαγνητικές μετρήσεις ώστε αυτές να είναι απαλλαγμένες από τις χρονικές μεταβολές[13].

5.3 Αρχές και βασική θεωρία της μεθόδου



Σχήμα 5.4 Αναπαράσταση ραβδόμορφου μαγνήτη [21]

Στην περιοχή ενός ραβδόμορφου μαγνήτη, η μαγνητική ροή που παράγεται, ρέει από τη μία άκρη του έως την άλλη. Οι γραμμές ροής μπορούν να χαρτογραφηθούν από τις κατευθύνσεις μιας μεταλλικής βελόνας που τοποθετείται σε διάφορες θέσεις γύρω από τον μαγνήτη. Τα άκρα του μαγνήτη που οι συγκλίνουν οι γραμμές ροής λέγονται πόλοι. Αν η ράβδος του μαγνήτη αφηθεί ελεύθερη, τότε θα ευθυγραμμιστεί με την ροή του μαγνητικού πεδίου της Γης. Ο πόλος του μαγνήτη που έχει την διεύθυνση προς τον Βορρά ορίζεται ως θετικός πόλος ή προς Βορρά πόλος και ο άλλος πόλος του μαγνήτη ορίζεται ως αρνητικός πόλος ή προς Νότο πόλος [21]

1.Νόμος Coulomb

Ο Coulomb το 1875 έδειξε ότι η *ελκτική ή απωστική δύναμη* μεταξύ ηλεκτρικά φορτισμένων σωμάτων και μεταξύ μαγνητικών πόλων επίσης υπακούουν σε έναν νόμο αντίστροφου τετραγώνου, όπως αυτός του Νεύτωνα για τη βαρύτητα. Αναλυτικότερα, σύμφωνα με τον νόμο του Coulomb, το μέτρο F της δύναμης που ασκεί ορισμένη σημειακή ποσότητα μαγνητισμού m_1 , πάνω σε άλλη σημειακή

ποσότητα μαγνητισμού m_2 ,(πρόκειται για τις εντάσεις των δύο μονοπόλων) όταν η απόσταση των δύο αυτών ποσοτήτων είναι r , δίνεται από την εξής σχέση [21]:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (5.8)$$

όπου μ είναι σταθερά η οποία ονομάζεται *μαγνητική διαπερατότητα*(permeability) και εξαρτάται από το υλικό που υπάρχει μεταξύ των δύο ποσοτήτων μαγνητισμού και

Η μαγνητική διαπερατότητα είναι μια ιδιότητα του υλικού μέσα στο οποίο βρίσκονται τα μονόπολα και πρόκειται για αδιάστατο μέγεθος. Αν τα μονόπολα βρίσκονται στο κενό, τότε μ καλείται μαγνητική διαπερατότητα του κενού. Η μαγνητική διαπερατότητα είναι ίση με τη μονάδα στο κενό και σχεδόν ίση με την μονάδα στον αέρα. Αντίθετα με τις μάζες, τα μονόπολα μπορούν να είναι θετικά ή αρνητικά. Αν έχουν το ίδιο πρόσημο, τότε η δύναμη μεταξύ τους είναι απωστική, ενώ εάν έχουν αντίθετα πρόσημα, τότε η δύναμη μεταξύ τους είναι ελκτική.[13]

Στη πραγματικότητα δεν υπάρχουν στη φύση μαγνητικά μονόπολα. Το θεμελιώδες μαγνητικό στοιχείο αποτελείται από δύο μαγνητικά μονόπολα, ένα θετικό και ένα αρνητικό, τα οποία χωρίζονται με μικρή απόσταση. Το θεμελιώδες μαγνητικό στοιχείο αυτό καλείται μαγνητικό δίπολο. Η δύναμη που παράγεται από ένα μαγνητικό δίπολο μπορεί να εκτιμηθεί αν υπολογιστεί η δύναμη που παράγεται από δύο μαγνητικά μονόπολα. Εφόσον το μαγνητικό δίπολο απλά αποτελείται από δύο μονόπολα, είναι αναμενόμενο ότι η δύναμη που παράγεται από αυτό θα είναι ίση με τη δύναμη που παράγει ένα θετικό μαγνητικό μονόπολο στην οποία προστίθεται η δύναμη από ένα δεύτερο αρνητικό μαγνητικό μονόπολο [13].

2. Ένταση του μαγνητικού πεδίου

Η ένταση του μαγνητικού πεδίου, H , σε ένα σημείο που απέχει απόσταση r από ένα πόλο μαγνητικής ποσότητας m , ορίζεται ως η δύναμη που ασκήθηκε σε μοναδιαίο θετικό πόλο στο σημείο αυτό. Μαθηματικά δίνεται από τη σχέση [21]:

$$H = \frac{1}{\mu} \frac{m}{r^2} \quad (5.9)$$

Πρόκειται για διανυσματικό μέγεθος που έχει τη διεύθυνση και τη φορά της μαγνητικής δύναμης που ασκείται στο μοναδιαίο θετικό αυτό πόλο, όταν ο χώρος είναι κενός ($\mu=1$) [12]. Είναι δηλαδή η δύναμη που ασκείται από έναν πόλο σε ένα μοναδιαίο πόλο (αν και στη φύση δεν έχουν εντοπιστεί μαγνητικά μονόπολα). Η

ένταση του μαγνητικού πεδίου, H , είναι το μαγνητικό ανάλογο της επιτάχυνσης της βαρύτητας g . Μονάδα της έντασης του μαγνητικού πεδίου είναι το $N/(Amp \cdot m)$ η οποία ονομάστηκε tesla(T) από τον διάσημο εφευρέτη Nikola Tesla. Οι τιμές της έντασης του μαγνητικού πεδίου της γης είναι μικρές, και για το λόγο αυτό χρησιμοποιείται η υποδιαίρεση nanotesla(nT) ή γ (γάμμα) όπου $1 \text{ nT} = 10^{-9} \gamma$. Μονάδα μέτρησης της έντασης του μαγνητικού πεδίου στο ηλεκτρομαγνητικό σύστημα μονάδων είναι το 1 oe (oersted) και στο SI το 1 A/m, είναι δε $1 \text{ A/m} = 4\pi/1000 \text{ oe}$. Η μέση ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου είναι 50.000 nT και μεταβάλλεται με το γεωγραφικό πλάτος [13]

3. Μαγνητική ροπή (Magnetic Moment)

Οι μαγνητικοί πόλοι συναντώνται πάντα σε ζεύγη καθώς, όπως αναφέρθηκε ήδη, δεν υπάρχουν στη φύση μαγνητικά μονόπολα. Τα μαγνητικά δίπολα ακόμα και όταν χωριστούν σε περισσότερα τμήματα, κάθε τμήμα θα έχει πάλι δύο πόλους διαφορετικής πολικότητας όσες φορές και αν επαναληφθεί ο τεμαχισμός του. Βασική μαγνητική οντότητα είναι το μαγνητικό δίπολο με δύο πόλους μαγνητικών ποσοτήτων $+m$ και $-m$ που απέχουν απόσταση ίση με την μονάδα. Τότε η μαγνητική ροπή, M , ορίζεται ως [12]:

$$M = m \cdot l \quad (5.10)$$

Η μαγνητική ροπή είναι διανυσματικό μέγεθος που έχει τη διεύθυνση του l , φορά από τον αρνητικό προς τον θετικό πόλο.

4. Ένταση της μαγνήτισης (Intensity of magnetization)

Έστω ότι ένα σώμα αποτελείται από στοιχειώδη μαγνητικά δίπολα τα οποία τείνουν να αποκτήσουν τη διεύθυνση της έντασης του μαγνητικού πεδίου όταν το σώμα τεθεί μέσα σε πεδίο. Σε αυτή την περίπτωση, όταν δηλαδή ένα μαγνητικό σώμα τίθεται σε ένα εξωτερικό μαγνητικό πεδίο, το σώμα γίνεται μαγνητισμένο εξ επαγωγής. Η ιδιότητα αυτή προφανώς χάνεται όταν το πεδίο πάψει να ασκείται. Αυτό το φαινόμενο ονομάζεται *επαγόμενος μαγνητισμός* ή *μαγνητική πόλωση* ή *μαγνητική επαγωγή* (induced magnetization) και προκαλείται από την ευθυγράμμιση των στοιχειωδών δίπολων του υλικού ως προς το ασκούμενο πεδίο που ακολουθούν τη διεύθυνση του πεδίου. Η ένταση της μαγνήτισης είναι ανάλογη της έντασης του πεδίου και έχει διεύθυνση ίδια με αυτή του πεδίου και ορίζεται ως η μαγνητική ροπή ανά μονάδα όγκου [12]:

$$J = \frac{M}{V} \quad (5.11)$$

5.Μαγνητική επιδεκτικότητα (susceptibility)

Το μέγεθος αυτό εκφράζει τον βαθμό που ένα σώμα μαγνητίζεται και ορίζεται ως [21]:

$$k = \frac{J}{H} \quad (5.12)$$

Η *μαγνητική επιδεκτικότητα* είναι η βασική παράμετρος στη μαγνητική μέθοδο, αφού η μαγνητική απόκριση των πετρωμάτων και των ορυκτών χαρακτηρίζεται από το ποσό των μαγνητικών υλικών που εμπεριέχουν και τα οποία παρουσιάζουν πολύ υψηλές τιμές k απ' ότι μόνα τους τα πετρώματα και τα ορυκτά [21].

Η *μαγνητική επιδεκτικότητα* συνδέεται με την *μαγνητική διαπερατότητα* μέσω της σχέσης:

$$\mu = 1 + 4\pi k \quad (5.13)$$

6.Μαγνητική επαγωγή (Magnetic Induction)

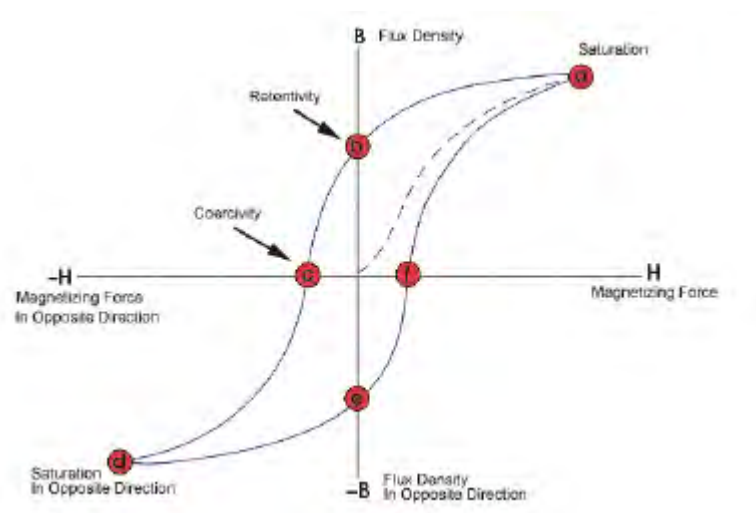
Ένα μαγνητικό σώμα που έχει τοποθετηθεί σε εξωτερικό μαγνητικό πεδίο έντασης H , έχει τους πόλους του ευθυγραμμισμένους με το πεδίο και παράγει ένα πρόσθετο δικό του μαγνητικό πεδίο έντασης H' που αυξάνει το ολικό πεδίο μέσα στο σώμα. Τότε το συνολικό μαγνητικό πεδίο θα αποτελεί τη σύνθεση των δύο πεδίων, δηλαδή το άθροισμα του μαγνητικού πεδίου και της επαγόμενης μαγνήτισης. Το νέο αυτό πεδίο θα χαρακτηρίζεται από ολική ένταση B , η οποία ονομάζεται *μαγνητική επαγωγή* και δίνεται από τον εξής τύπο [21]:

$$B = H + H' = H + 4\pi J = (1 + 4\pi k)H \rightarrow B = \mu H \quad (5.14)$$

Η μαγνητική επαγωγή B , αποτελεί την ποσότητα που μετράται και ερμηνεύεται κατά την μαγνητική διασκόπηση.

Η πραγματική συμπεριφορά του επαγόμενου μαγνητισμού μπορεί να μελετηθεί τοποθετώντας ένα εδαφικό δείγμα με αρκετή ποσότητα μαγνητιτή κοντά σε ένα πηνίο. Όσο το δείγμα είναι κορεσμένο ισχύει η σχέση $B = \mu H$. Με περαιτέρω όμως αύξηση της έντασης του μαγνητικού πεδίου H , δεν παρατηρείται ανάλογη αύξηση της ολικής έντασης (μαγνητικής επαγωγής) B . Όταν το H επιστρέφει στην τιμή 0, παρατηρείται ακόμα μια ποσότητα μαγνητισμού, η οποία καλείται παραμένουσα ή μόνιμη μαγνήτιση. Το πρότυπο αυτό συνεχίζει σχηματίζοντας ένα βρόγχο υστέρησης

(hysteresis loop) [17]. Ο βρόγχος αυτός αναπαριστά πως ένα σώμα μπορεί να παραμένει μαγνητισμένο ακόμα και μετά την εξάλειψη της μαγνητικής δύναμης-πεδίου.



Σχήμα 5.5 Κόμβος υστέρησης [17]

7. Δυναμικό του μαγνητικού πεδίου [12].

Το δυναμικό, W , του μαγνητικού πεδίου ορίζεται από την σχέση:

$$W = \int_r^\infty H dr \quad (5.15)$$

Και μέσω των σχέσεων 3 και 11 προκύπτει ότι:

$$W = \frac{1}{\mu} \frac{m}{r} \quad (5.16)$$

Οι συνιστώσες της έντασης ως προς το ορθογώνιο σύστημα αξόνων, $Oxyz$, δίνονται από τις σχέσεις:

$$T = \frac{\partial W}{\partial x}, \quad Y = \frac{\partial W}{\partial y}, \quad Z = \frac{\partial W}{\partial z} \quad (5.17)$$

5.4 Χαρακτηριστικά μαγνήτισης των εδαφικών υλικών της Γης

Ένταση της μαγνήτισης J

Η μαγνήτιση, J , που αποτελεί την ποσότητα εκείνη της οποίας η χωρική κατανομή άμεσα περιγράφει την γεωμαγνητική δομή του υπεδάφους, εξαρτάται όχι μόνο από την μαγνητική επιδεκτικότητα k , αλλά και από την ένταση H όπως άλλωστε υποδεικνύει και ο τύπος (4.23). Όμως, ενώ η μαγνητική επιδεκτικότητα αποτελεί σταθερά των πετρωμάτων, όπως η πυκνότητα στο βαρυτικό πεδίο, η ένταση του

μαγνητικού πεδίου είναι διανυσματικό μέγεθος και μεταβάλλεται χρονικά και χωρικά πάνω στην επιφάνεια της Γης κατά μέτρο και διεύθυνση με συνέπεια την αντίστοιχη μεταβολή της μαγνήτισης [12].

Κατηγορίες μαγνήτισης

Είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι ένα πέτρωμα που έχει μαγνητικά υλικά μπορεί να παρουσιάζει τόσο *μόνιμη (remnant magnetism)* όσο και *επαγόμενη μαγνήτιση(induced magnetism)* που να διαφέρουν σε μέγεθος και διευθύνσεις[20].. Η μόνιμη ή αλλιώς η παραμένουσα μαγνήτιση δεν οφείλεται στην επίδραση του σημερινού γεωμαγνητικού πεδίου αλλά εξαρτάται από την γεωλογική ιστορία του πετρώματος. Η επαγωγική μαγνήτιση εξαρτάται από τη μαγνητική επιδεκτικότητα του πετρώματος και την ένταση του πεδίου που προκαλεί την μαγνήτιση [13]. Η επαγωγική μαγνήτιση , δηλαδή, προκαλείται από την επαγωγή του γήινου μαγνητικού πεδίου και κατά συνέπεια είναι στην ίδια διεύθυνση με αυτό. Αποτελεί το μεγαλύτερο ποσοστό της μαγνήτισης ενός σώματος και για αυτό τον λόγο είναι πολύ σημαντικό ο προσδιορισμός της [17].

Το τελικό και ολικό μαγνητικό αποτέλεσμα σε ένα πέτρωμα εξαρτάται από την τελική διανυσματική μαγνήτιση και το μέγεθός της επηρεάζει το πλάτος της μαγνητικής ανωμαλίας ενώ η διεύθυνσή της το σχήμα της ανωμαλίας [21]. Ευτυχώς, η παραμένουσα μαγνήτιση δεν παρουσιάζει σημαντική κανονικότητα και μπορεί να διακριθεί έτσι ώστε να ερμηνευτούν με τον βέλτιστο τρόπο οι παρατηρούμενες μαγνητικές μεταβολές [12].

Θερμοκρασία Curie (The Curie temperature)[17]

Πρόκειται για την θερμοκρασία απομαγνητισμού των υλικών. Μερικά παραδείγματα αυτής της θερμοκρασίας είναι τα εξής:

- Fe 750°C
- Ni 360°C
- Μαγνητίτης 578°C

Στη πλειοψηφία των περιπτώσεων οι μαγνητικές ανωμαλίες που παρατηρούνται στην εδαφική επιφάνεια είναι αποτέλεσμα του ποσοστού σε μαγνητίτη και για αυτό τον λόγο η γνώση της θερμοκρασίας Curie και του γεωθερμικής βαθμίδας μπορούν να

δώσουν χρήσιμες πληροφορίες για το εύρος του βάθους των εδαφικών σωμάτων που περιέχουν τον μαγνητίτη και αποτελούν τα αίτια των μαγνητικών αυτών μεταβολών.

Μαγνητική επιδεκτικότητα, k , και διάκριση των πετρωμάτων

Ο τύπος της μαγνήτισης που παρουσιάζει ένα ορυκτό, με την παρουσία ενός εξωτερικού μαγνητικού πεδίου, εξαρτάται από την μαγνητική επιδεκτικότητα του ορυκτού. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, εάν το σώμα που περιλαμβάνει το ορυκτό τοποθετηθεί μέσα σε ένα εξωτερικό μαγνητικό πεδίο H , το σώμα θα αποκτήσει μια μαγνήτιση J ,, με ένταση ανάλογη της μαγνητικής επιδεκτικότητάς του, k . Σε αντίθεση με την πυκνότητα, στη περίπτωση της επιδεκτικότητας παρατηρείται μεγάλο εύρος τιμών, όχι μόνο μεταξύ δύο διαφορετικών πετρωμάτων αλλά και σε πετρώματα του ίδιου τύπου [29]. Παρατηρούνται μεταβολές στην επιδεκτικότητα αρκετών τάξεων μεγέθους και υπάρχει σημαντική επικάλυψη στις μετρούμενες επιδεκτικότητες. Επομένως, μόνο η γνώση της επιδεκτικότητας δεν είναι επαρκής για τον προσδιορισμό του είδους του πετρώματος/ορυκτού. Ωστόσο, η μαγνητική επιδεκτικότητα, δηλαδή το μέτρο ευκολίας της μαγνήτισης ενός σώματος , αποτελεί πολύ σημαντικό μέγεθος κατά την εφαρμογή της μεθόδου της μαγνητικής διασκόπησης γι' αυτό και η γνώση της στα διάφορα πετρώματα της Γης είναι απαραίτητη [26].

Τα ορυκτά ανάλογα με τη συμπεριφορά τους σε ένα μαγνητικό πεδίο διακρίνονται σε τρεις βασικές κατηγορίες [18]:

- Διαμαγνητικά: σε αυτά η μαγνητική επιδεκτικότητα έχει μικρή αρνητική τιμή και σε ένα ομογενές πεδίο τα δίπολα του υλικού είναι κάθετα σε αυτό
- Παραμαγνητικά: σε αυτά η μαγνητική επιδεκτικότητα έχει μικρή θετική τιμή και σε ένα ομογενές πεδίο τα δίπολα του υλικού είναι κάθετα σε αυτό
- Σιδηρομαγνητικά: σε αυτά η μαγνητική επιδεκτικότητα έχει μεγάλη θετική τιμή: $k > 10^{-4}$ emu(ηλεκτρομαγνητικές μονάδες) Σε αυτή την περίπτωση τα δίπολα είναι παράλληλα στο πεδίο και προκαλούν πολύ υψηλή μαγνήτιση η οποία δύναται να υφίσταται και με την απουσία εξωτερικού μαγνητικού πεδίου.

Μαγνητικές Επιδεκτικότητες διαφόρων πετρωμάτων

Type	Susceptibility $\times 10^6$ emu Range	Average	Type	Susceptibility $\times 10^6$ emu Range	Average
Sedimentary			Igneous		
Dolomite	0-75	10	Granite	0-4000	200
Limestones	2-280	25	Rhyolite	20-3000	
Sandstones	0-1660	30	Dolerite	100-3000	1400
Shales	5-1480	50	Augite-Syenite	2700-3600	
Av. Var. Sed. (48)	0-4000	75	Olivine-Diabase		2000
Metamorphic			Diabase	80-13,000	4500
Amphibolite		60	Porphyry	20-16,700	5000
Schist	25-240	120	Gabbro	80-7200	6000
Phyllite		130	Basalts	20-14,500	6000
Gneiss	10-2000		Diorite	50-10,000	7000
Quartzite		350	Pyroxenite		10,500
Serpentine	250-1400		Peridotite	7600-15,600	13,000
Slate	0-3000	500	Andesite		13,500
Av. Var. Met (61)	0-5800	350	Av. acid Ign.	3-6530	650
			Av. basic Ign.	44-9710	2600

Μαγνητικές Επιδεκτικότητες διαφόρων Ορυκτών

Type	Susceptibility $\times 10^6$ emu Range	Average	Type	Susceptibility $\times 10^6$ emu Range	Average
Graphite		-8	Siderite	100-310	
Quartz		-1	Pyrite	4-420	130
Rock salt		-1	Limonite		220
Anhydrite, Gypsum		-1	Arsenopyrite		240
Calcite	-0.6- -1		Hematite	40-3000	550
Coal		2	Chromite	240-9400	600
Clays		20	Franklinite		36,000
Chalcopyrite		32	Pyrrhotite	$10^3-5 \times 10^5$	125,000
Sphalerite		60	Ilmenite	$2.5 \times 10^4-$	
Cassiterite		90		3×10^5	1.5×10^5
			Magnetite	$10^3-1.6 \times 10^6$	5×10^5

Σχήμα 5.6 Μέση μαγνητική επιδεκτικότητα πολλαπλασιασμένη επί 10^6 διαφόρων πετρωμάτων και ορυκτών [21].

Προσδιορισμός της μαγνητικής επιδεκτικότητας

Για τον προσδιορισμό της μαγνητικής επιδεκτικότητας, k , εφαρμόζονται διάφορες τεχνικές τόσο στο πεδίο όσο και στο εργαστήριο. Και στις δύο περιπτώσεις, η αρχή είναι κοινή και στηρίζεται στον προσδιορισμό της έντασης, H , σε χώρο όπου δεν υπάρχει υλικό και στον προσδιορισμό της μαγνητικής επαγωγής όταν ο χώρος αυτός καταλαμβάνεται από το υλικό του οποίου είναι επιθυμητός ο προσδιορισμός της μαγνητικής επιδεκτικότητας. Η μαγνητική διαπερατότητα, μ , δίνεται από τον λόγο B/H και η μαγνητική επιδεκτικότητα υπολογίζεται από τη σχέση (5.13).[12]

Ανίχνευση κοιτασμάτων πετρελαίου

Η αντίθεση μαγνήτισης μιας δομής, δηλαδή η διανυσματική διαφορά μεταξύ της μαγνήτισης της δομής αυτής και της μαγνήτισης των πετρωμάτων που την περιβάλλουν έχει την ίδια σημασία με την αντίθεση πυκνότητας στην περίπτωση της βαρυτομετρικής διασκόπησης.

Οι μαγνητικές ιδιότητες των υπόγειων πετρωμάτων προκαλούν στρεβλώσεις και ανωμαλίες στο μαγνητικό πεδίο της Γης. Το μέγεθος αυτών των ανωμαλιών όπως αυτές μετρούνται στην επιφάνεια είναι ανάλογο του βάθους ταφής των υπόγειων πετρωμάτων κάτω από το επίπεδο αναφοράς. Με άλλα λόγια όταν τα πετρώματα είναι κοντά στην επιφάνεια οι μαγνητικές μεταβολές που παρατηρούνται είναι μεγάλες. Στην αντίθετη περίπτωση όπου τα πετρώματα βρίσκονται σε μεγαλύτερο βάθος, οι μαγνητικές ανωμαλίες που παρατηρούνται στην επιφάνεια που διεξάγονται οι μετρήσεις, είναι συγκριτικά μικρότερες. Ο εκάστοτε μελετητής-ερευνητής, με την διεξαγωγή της μαγνητικής διασκόπησης σε μια περιοχή είναι σε θέση ανάλογα και με την εμπειρία του να εκτιμήσει τόσο την γεωλογική δομή του υποβάθρου όσο και το πάχος των ιζηματογενών σχηματισμών

Γενικά το ποσοστό του μαγνητίτη στα πετρώματα ποικίλει, με αποτέλεσμα να υπάρχουν επικαλύψεις στη μαγνητική επιδεκτικότητα. Τα ιζηματογενή πετρώματα είναι γενικά μη μαγνητικά με κάποια πιθανή παρουσία μαγνητίτη σε ποσοστό ορυκτών που εμπεριέχονται. Σε περιοχές με ιζήματα, οι μαγνητικές ανωμαλίες παρουσιάζονται λόγω υποκείμενου πυριγενούς ή μεταμορφωμένου υποβάθρου ή λόγω διεισδύσεων τους μέσα στα ιζήματα [21].

Όσο αναφορά τον εντοπισμό κοιτασμάτων πετρελαίου, που αποτελεί και τον σκοπό της εργασίας, αυτός βασίζεται στην παρατήρηση ότι ένα ιζηματογενές κοίτασμα, συνήθως υπόκειται κάτω από πυριγενή ή/και μεταμορφωσιγενή πετρώματα [31]. Αυτού του είδους τα πετρώματα, και ιδιαίτερα τα πυριγενή (όπως φαίνεται και από τον παραπάνω πίνακα) χαρακτηρίζονται από πολύ μεγαλύτερες μέσες τιμές μαγνητικής επιδεκτικότητας συγκριτικά τα ιζηματογενή. Το γεγονός αυτό αποτελεί την θεμελιώδη βάση πάνω στην οποία στηρίζεται η μέθοδος της μαγνητικής γεωφυσικής διασκόπησης για την ανίχνευση συγκεντρώσεων υδρογονανθράκων στο υπέδαφος.

Αίτια μαγνητικών ανωμαλιών

Κύριες μαγνητικές ανωμαλίες οφείλονται κυρίως σε φλέβες, πτυχωμένες στρωματοειδείς διεισδύσεις, ροές λάβας, βασικές διεισδύσεις, υπόβαθρο από μεταμορφωμένα πετρώματα και σώμα μεταλλεύματος μαγνητίτη. Οι ανωμαλίες κυμαίνονται από μερικές δεκάδες gamma πάνω από βαθύ μεταμορφωμένο υπόβαθρο, έως μερικές εκατοντάδες gamma πάνω από μεταλλεύματα μαγνητίτη [21].

5.5 Τα κυριότερα προς μέτρηση φυσικά μεγέθη

Η αρχή της λειτουργίας της μαγνητικής διασκόπησης είναι αρκετά απλή. Όταν ένα μαγνητικό υλικό τοποθετείται στο μαγνητικό πεδίο της Γης τότε, όπως αναφέρθηκε, δημιουργεί ένα επιπρόσθετο επαγωγικό μαγνητικό πεδίο. Ο εντοπισμός αυτής της ιδιότητας εξαρτάται από την ποσότητα του μαγνητικού υλικού που υπάρχει στο πέτρωμα και από την απόστασή του από το αισθητήρα του οργάνου μέτρησης. Στο τέλος, οι μαγνητικές αυτές ανωμαλίες σχεδιάζονται σε έγχρωμους χάρτες (contour maps) [28]. Το ενδιαφέρον της μαγνητικής διασκόπησης επικεντρώνεται στον εντοπισμό μαγνητικών ανωμαλιών, δηλαδή διανυσματικών διαφορών μεταξύ της μαγνητικής επαγωγής που οφείλεται στη μαγνήτιση των πετρωμάτων σε σχέση με την μαγνητική επαγωγή των περιβαλλόντων πετρωμάτων [12].

Η μαγνητική ανωμαλία εξαρτάται από την διαφορά μαγνήτισης και γι αυτό μεταβάλλεται από περιοχή σε περιοχή λόγω διαφοροποίησης των στοιχείων του μαγνητικού πεδίου της Γης. Έτσι η μεταβολή του σχήματος και του πλάτους της μαγνητικής ανωμαλίας εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος [32].

Αν δB , δZ , δT , είναι οι μαγνητικές ανωμαλίες, δηλαδή οι αποκλίσεις της ολικής μαγνητικής επαγωγής, της κατακόρυφης συνιστώσας της και της οριζόντιας συνιστώσας της από τις αντίστοιχες κανονικές τιμές τους B, Z, H (σύμφωνα με το σχήμα) και η H σχηματίζει γωνία α με τη διεύθυνση του μαγνητικού βορρά, τότε προκύπτει ότι [12]:

$$\delta B = \delta Z \eta \mu I + \delta T \sigma \nu I \sigma \nu \alpha \quad (5.18)$$

όπου I είναι η έγκλιση του γεωμαγνητικού πεδίου στον εκάστοτε τόπο παρατήρησης. Η σχέση θεωρείται πολύ σημαντική στα πλαίσια της γεωμαγνητικής έρευνας καθώς συνδέει την ολική μαγνητική ανωμαλία δB με τις δύο συνιστώσες τις δZ και δT και με το γεωγραφικό πλάτος της Γης.

5.6 Όργανα μέτρησης του μαγνητικού πεδίου της Γής

Παλαιότερα, οι μαγνητικές μετρήσεις ήταν δυνατόν α πραγματοποιηθούν μόνο στο έδαφος με χρήση μηχανικών οργάνων όπως διάφορα είδη μαγνητικών βελονών και το ηλεκτροστατικό μαγνητόμετρο τύπου Schmidt. Στο 1940 περίπου άρχισαν να χρησιμοποιούνται τα μαγνητόμετρα και να διεξάγονται μετρήσεις και υπό αέρος με χρήση αεροπλάνων. Σήμερα και ειδικά για τον εντοπισμό υδρογονανθράκων

πραγματοποιούνται κατά κύριο λόγο εναέριες μαγνητικές μετρήσεις, οι οποίες θα αναφερθούν λεπτομερέστερα στη συνέχεια. Γενικά, τα όργανα μέτρησης του μαγνητικού πεδίου της γης κατατάσσονται σε δύο κατηγορίες [13]:

- Μηχανικά όργανα: όργανα μηχανικής φύσεως τα οποία συνήθως μετρούν τη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου. Το πιο συνηθισμένο παράδειγμα της κατηγορίας αυτής είναι μια απλή πυξίδα. Υπάρχουν επίσης η μαγνητική βελόνα (η οποία δεν είναι αρκετά ευαίσθητη για να χρησιμοποιηθεί στην έρευνα πετρελαίου) και το μαγνητόμετρο στρέψης.
- Μαγνητόμετρα: μη μηχανικά όργανα μέτρησης της έντασης του μαγνητικού πεδίου. Κατά τη διάρκεια του 2^{ου} Παγκοσμίου Πολέμου, αναπτύχθηκαν μαγνητόμετρα ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής (Fluxgate magnetometer) για την ανίχνευση υποβρυχίων. Στη συνέχεια αναπτύχθηκαν τα πρωτονικά μαγνητόμετρα (Proton Precession magnetometers) καθώς και τα μαγνητόμετρα ατμών αλκαλίων (Alkali-Vapor). Για την εφαρμογή της μαγνητικής μεθόδου στο έδαφος, συνήθως χρησιμοποιείται το πρωτονικό μαγνητόμετρο.

Τα μαγνητόμετρα είναι αρκετά περίπλοκα όργανα καθώς μετράνε τόσο την ένταση όσο και την διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου [33]. Ανάλογα το είδος τους, καταγράφουν μετρήσεις της οριζόντιας ή/και κάθετης συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου ή του ολικού πεδίου [28]. Κατά την μέτρηση του μαγνητικού πεδίου ενός πετρώματος, το αποτέλεσμα στην πραγματικότητα είναι μια ένδειξη η οποία επηρεάζεται τόσο από το μαγνητικό πεδίο της Γης όσο και από μαγνητική περιεκτικότητα μεγάλων εδαφικών σχηματισμών που βρίσκονται στην περιοχή. Πρόκειται για υψηλής ακρίβειας όργανα που μετρούν τις τοπικές ανωμαλίες του γήινου μαγνητικού πεδίου με ακρίβεια 0,002% [33]. Ανάλογα με το είδος τους μετρούν είτε τη συνολική ένταση του μαγνητικού πεδίου είτε την επαγόμενη και τις συνιστώσες αυτού. Παρόλα αυτά η λειτουργία τους στηρίζεται στις ίδιες αρχές.

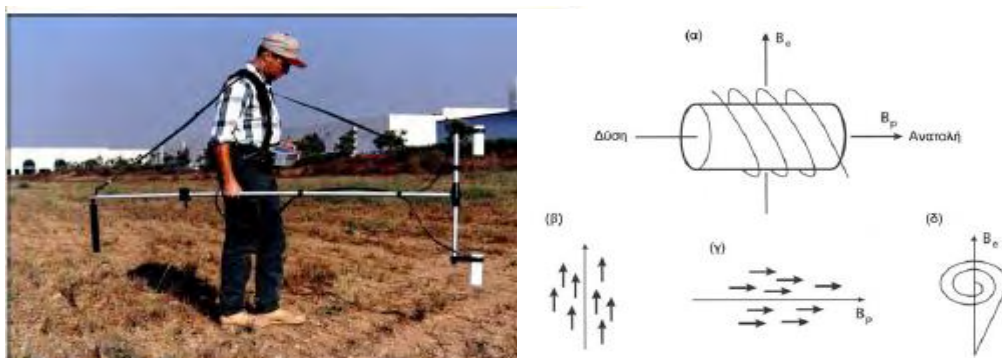
Πρωτονικό μαγνητόμετρο

Το πρωτονικό μαγνητόμετρο είναι το πιο διαδεδομένο όργανο για διασκοπήσεις υπαίθρου και για συνεχείς παρατηρήσεις. Η αισθητήρια συσκευή είναι ένα δοχείο με υγρό, πλούσιο σε άτομα υδρογόνου (π.χ. κηροζίνη) που αποτελούν τα δίπολα τα οποία με τη παρουσία γεωμαγνητικού πεδίου B_e ευθυγραμμίζονται με αυτό (σχήμα β). Γύρω από το δοχείο υπάρχει πηνίο στο οποίο ρέει ρεύμα που δημιουργεί

μαγνητικό πεδίο B_p διαφορετικής κατεύθυνσης και μεγαλύτερο 50-100 φορές (σχήμα γ). Το ρεύμα διακόπτεται και το πεδίο που δημιουργήθηκε φεύγει. Τα πρωτόνια γυρίζουν στην αρχική κατάσταση ευθυγράμμισης με το πεδίο B_e , με σπειροειδή τρόπο (σχήμα δ) , στη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της Γης, με περίοδο 0,5 msec και χρειάζονται 1–3 sec για να φτάσουν στην αρχική τους διεύθυνση. Η «μετάπτωση» αυτή των πρωτονίων δημιουργεί ηλεκτρικό ρεύμα στο περιβάλλον υγρό με συχνότητα f που (συχνότητα της σπειροειδούς κίνησης) δίνεται από την σχέση [21]:

$$f = \frac{\gamma_p B_e}{2\pi} \quad (5.19)$$

όπου γ_p γνωστή σταθερά, ο γυρωμαγνητικός λόγος του πρωτονίου



Σχήμα 5.7 Αρχή λειτουργίας του πρωτονικού μαγνητομέτρου [33]

Η μέτρηση της f δίνει την ένταση του ολικού γεωμαγνητικού πεδίου με μεγάλη ακρίβεια. Η συχνότητα βρίσκεται από την μέτρηση της εναλλασσόμενης τάσης που επάγεται στο πηνίο λόγω της σπειροειδούς κίνησης των πρωτονίων.

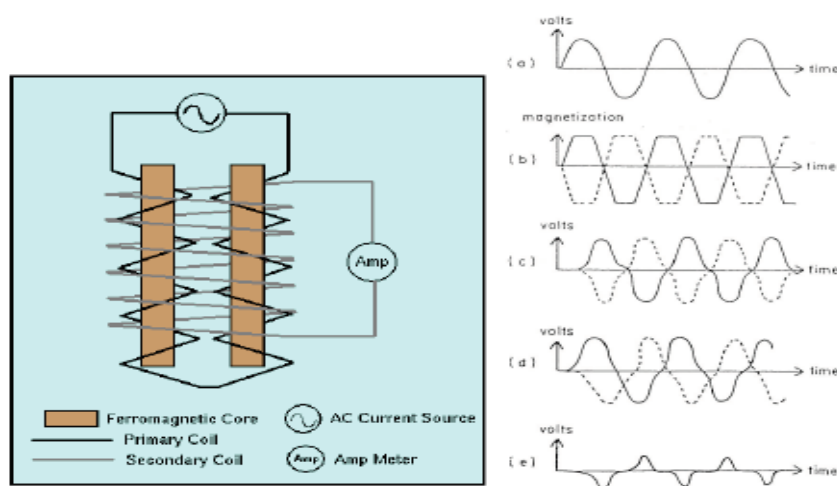
Με δύο αισθητήρες μετράται ταυτόχρονα το ολικό πεδίο σε δύο διαφορετικά ύψη και βρίσκεται η διαφορά των τιμών ως προς την απόσταση μεταξύ τους που ορίζεται ως κατακόρυφη βαθμίδα (μέτρηση gradient). Υπάρχουν δύο είδη πρωτονικών μαγνητομέτρων: το ένα μετράει από αεροπλάνο την ολική ένταση με ακρίβεια 1γ και το άλλο μετράει την ολική ένταση στο έδαφος με ακρίβεια 10γ περίπου [12]

Ένα βέλος πάνω στον αισθητήρα πρέπει να έχει διεύθυνση του γεωγραφικό βορρά.

Μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής

Χρησιμοποιείται κατά κύριο λόγο για την πραγματοποίηση αερομαγνητικών μετρήσεων καθώς δίνει τη δυνατότητα συνεχών μετρήσεων [17]. Μετρά τις μεταβολές του ολικού πεδίου της έντασης της Γης, H , ή με ανάλογη ρύθμιση του

προσανατολισμού του χρησιμοποιείται για την καταγραφή των μεταβολών της οριζόντιας ή κατακόρυφης συνιστώσας του πεδίου. Η λειτουργία του βασίζεται στο φαινόμενο , κατά το οποίο, κάθε μαγνητικό υλικό μεγάλης μαγνητικής επιδεκτικότητας αποκτά, κάτω από την επίδραση ισχυρού μαγνητικού πεδίου, μια μέγιστη τιμή μαγνήτισης που ονομάζεται «μαγνήτιση κόρου» [12].



Σχήμα 5.8 Σχηματική αναπαράσταση μαγνητομέτρου ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής και οι αρχές λειτουργίας του [18]

Η κατασκευή αυτού του οργάνου περιλαμβάνει δύο όμοιες παράλληλες ράβδους κατασκευασμένες από υλικό μαγνητικής επιδεκτικότητας που βρίσκονται μέσα σε δύο πηνία (πρωτεύον). Εφαρμόζεται ηλεκτρική τάση για την δημιουργία μαγνητικού πεδίου. Ένα δευτερεύον πηνίο, του οποίου τα άκρα συνδέονται με γαλβανόμετρο, περιβάλλει τους δύο πυρήνες και μετρά την τάση που παράγεται από το επαγόμενο μαγνητικό πεδίο [21]. Τα δύο πηνία του πρωτεύοντος είναι συνδεδεμένα κατά τέτοιο τρόπο , ώστε σε κάθε χρονική στιγμή να διαρρέονται από αντίθετα ρεύματα και τα μαγνητικά πεδία που παράγονται από τα ρεύματα αυτά να αλληλοεξουδετερώνονται. Εν απουσία του γήινου μαγνητικού πεδίου, το δευτερεύον δεν διαρρέεται από ρεύμα αφού δεν υπάρχει μαγνητική ροή που να περνά από αυτό. Μια πηγή εναλλασσόμενου ρεύματος (AC) προκαλεί μαγνήτιση των κόρων εν απουσία του μαγνητικού ωδείου της γης Στην περίπτωση όμως που υπάρχει εξωτερικό πεδίο όπως είναι το μαγνητικό πεδίο της Γης, αυτό ενισχύει την μαγνήτιση του ενός κόρου και αποδυναμώνει την μαγνήτιση του άλλου. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη στιγμιαίων περιοδικών τάσεων στα άκρα του δευτερεύοντος με επαγωγή. Το αποτέλεσμα είναι μια σειρά κουκίδων των οποίων το ύψος είναι ανάλογο της έντασης του εξωτερικού μαγνητικού πεδίου. Η ακρίβεια των μετρήσεων είναι μεταξύ 0.5 – 1 γ [12].

5.7 Διεξαγωγή της μαγνητικής διασκόπησης

Όπως ακριβώς και στη βαρυτομετρική διασκόπηση, έτσι και στην περίπτωση της μαγνητικής, η διαδικασία πραγματοποίησης της μεθόδου αποτελείται από τρία βασικά στάδια έτσι ώστε να δώσει τις βέλτιστες απαντήσεις ανάλογα με τον εκάστοτε στόχο διεξαγωγής της:

- Απόκτηση δεδομένων από μετρήσεις στο πεδίο με χρήση κατάλληλου εξοπλισμού (μετρήσεις στην ύπαιθρο και αερομαγνητικές μετρήσεις)
- Αναγωγή των μετρήσεων
- Ερμηνεία των παρατηρήσεων και διεξαγωγή συμπερασμάτων

5.7.1. Απόκτηση δεδομένων

Παρά το γεγονός ότι οι περισσότερες μαγνητικές μετρήσεις σήμερα γίνονται με αεροπλάνα, στη διασκόπηση πετρελαίου χρησιμοποιούνται αρκετές φορές και οι μετρήσεις στην ύπαιθρο για τον εντοπισμό ρηγμάτων, αντικλίνων ή άλλων δομών των πλουτώνιων ή μεταμορφωμένων πετρωμάτων, οι οποίες συνυπάρχουν με πετρελαιοφόρους σχηματισμούς [12].

Η διεξαγωγή της γεωμαγνητικής έρευνας συνίσταται στην εκτέλεση των μετρήσεων είτε της συνολικής έντασης, H , του μαγνητικού πεδίου της Γης είτε της κατακόρυφης συνήθως συνιστώσας του, Z , σε διάφορα σημεία της υπό έρευνα περιοχής. Τα σημεία των μετρήσεων διατάσσονται σε κανονικές αποστάσεις κατά μήκος γραμμών (προφίλ) είτε σε κάναβο. . Οι αποστάσεις μεταξύ των σημείων εξαρτώνται από τους σκοπούς τις έρευνας, δηλαδή το βάθος και το είδος του στόχου.

Για πλέον λεπτομερή έρευνα, τα προφίλ διατάσσονται παράλληλα μεταξύ τους με τέτοιο τρόπο ώστε τα σημεία μετρήσεων να αποτελούν ένα κανονικό δίκτυο το οποίο να καλύπτει την προς έρευνα περιοχή.

Για την αναζήτηση κοιτάσματος πετρελαίου ή ευρύτερης γεωλογικής δομής οι αποστάσεις μεταξύ των σταθμών έχουν εύρος 250m-500m. Επειδή αυτή η απόσταση είναι αρκετά μεγάλη και προκειμένου να μην υπάρχουν ασυνέχειες στις ενδείξεις, σε κάθε θέση πραγματοποιούνται 5 μετρήσεις σε διάταξη σταυρού (στο κέντρο και στα άκρα που απέχουν από αυτό 10 m) και λαμβάνεται ο μέσος όρος, ώστε η τιμή στη θέση αυτή να θεωρείται αντιπροσωπευτική και όχι κάποιο πιθανό αποτέλεσμα τοπικού θορύβου [9].

Επειδή τα σύγχρονα μαγνητόμετρα είναι πολύ ευαίσθητα όργανα, κατά τη διάρκεια των μετρήσεων το άτομο που χειρίζεται το μαγνητόμετρο πρέπει να απομακρύνει από πάνω του κάθε μεταλλικό αντικείμενο (αγκράφες ζωνών, κλειδιά, γυαλιά με μεταλλικό σκελετό). Για τον λόγο αυτό οι αισθητήρες των μαγνητομέτρων τοποθετούνται σε κοντάρια μήκους περίπου 2 m ώστε να απομακρυνθούν από πιθανές πηγές θορύβου.[21]. Ένας τελικός έλεγχος για την σωστή λειτουργία του μαγνητόμετρου είναι η ακινητοποίηση του και η λήψη μετρήσεων καθώς ο ερευνητής κινείται γύρω από τον αισθητήρα. Εάν οι ενδείξεις δεν αλλάζουν περισσότερο από 1nT ή 2 nT τότε η ακρίβεια θεωρείται καλή και η λειτουργία σωστή.

Κατά την έναρξη της έρευνας επιλέγεται ένα σημείο αναφοράς, το οποίο αποτελεί τον σταθμό βάσης, μακριά από την πιθανή θέση του κοιτάσματος και από πηγές τεχνικών διαταραχών όπως π.χ. ηλεκτρικές γραμμές, σιδηρόδρομοι, κτλ. Το σημείο αυτό δύναται να βρίσκεται οπουδήποτε εντός ή εκτός της περιοχής, αλλά πάντοτε σε θέση όπου η τιμή της έντασης του μαγνητικού πεδίου δεν έχει διαταραχθεί από την ύπαρξη μαγνητικού σώματος. Γι' αυτό τον λόγο η μέτρηση πρέπει να γίνεται 40 m μακριά από γραμμές τραίνου, 10 m από αυτοκίνητα και μεταλλικούς φράχτες και τέλος μακριά από γέφυρες, σπίτια, ενεργειακούς σταθμούς.

Όπως στην περίπτωση της βαρυτομετρικής διασκόπησης που κατά την διάρκεια των μετρήσεων στην ύπαιθρο το βαρυτόμετρο με την πάροδο του χρόνου έδινε στην ίδια θέση άλλη μέτρηση λόγω της επιμήκυνσης του ελατηρίου και πιθανών παλιρροϊκών μεταβολών, κατά αντιστοιχία, και στην μαγνητική μέθοδο το μαγνητόμετρο στην ίδια θέση δίνει άλλη μέτρηση λόγω των ημερήσιων μεταβολών του γεωμαγνητικού πεδίου (κανονικές μεταβολές)

Οι μετρήσεις στο σταθμό βάσης επαναλαμβάνονται ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα για να υπάρχει δυνατότητα προσδιορισμού των ημερήσιων μεταβολών του μαγνητικού πεδίου της γης και πιθανών σφαλμάτων που οφείλονται στην λειτουργία του μαγνητομέτρου. Οι διαδοχικές αναγνώσεις δεν θα πρέπει να διαφέρουν από $\pm 1\text{Nt}$ ή $\text{Nt} \pm 0.25$ ανάλογα με την ρύθμιση ακριβείας του οργάνου.

Αερομαγνητική διασκόπηση

Οι περισσότερες από τις μαγνητικές μετρήσεις σήμερα γίνονται με μαγνητόμετρα τα οποία βρίσκονται πάνω σε αεροπλάνα ή ελικόπτερα και μετρούν την ολική ένταση του μαγνητικού πεδίου. Τα ελικόπτερα κρίνονται καταλληλότερα για την διεξαγωγή

μετρήσεων με μεγαλύτερη ακρίβεια ή όταν η πρόσβαση σε κάποιες περιοχές είναι δύσκολη, ενώ τα αεροπλάνα είναι πιο φθηνά [9].

Στην αναζήτηση κοιτασμάτων πετρελαίου η μαγνητική διασκόπηση μέσω αέρος, σε συνδυασμό με την βαρυτική διασκόπηση εδάφους, διεξάγονται ως προκαταρκτικές μελέτες για την πραγματοποίηση σεισμικής διασκόπησης ώστε να καθοριστούν με σχετική ακρίβεια το βάθος, η τοπογραφία και ο τύπος των υπόγειων πετρωμάτων. Από την στιγμή που η μαγνητική διαπερατότητα k , των ιζηματογενών σχηματισμών είναι ιδιαίτερα μικρή, ο εντοπισμός τους βασίζεται στην ανίχνευση πυριγενών πετρωμάτων που βρίσκονται συνήθως κάτω και κάποιες φορές μέσα σε αυτά. Επίσης, τις τελευταίες δεκαετίες είναι δυνατή, από αερομαγνητικά δεδομένα, η ανίχνευση ασθενών ανωμαλιών που οφείλονται σε ιζηματογενή πετρώματα εξαιτίας της ρηγμάτωσης του ψαμμίτη [33].

Η ευαισθησία του αερομεταφερόμενου μαγνητόμετρου είναι γενικά μεγαλύτερη αυτών που χρησιμοποιούνται στο έδαφος: 0,01 nT συγκριτικά με 10 nT ή 20 nT. Η ακρίβεια αυτή αποδεικνύεται ιδιαίτερα χρήσιμη όταν πρέπει να διεξαχθούν μετρήσεις αρκετές εκατοντάδες μέτρα πάνω από το έδαφος ενώ η ίδια ακρίβεια θεωρείται συνήθως ασήμαντη (και σε κάποιες περιπτώσεις ακόμα και ανεπιθύμητη) στην πραγματοποίηση μαγνητικών μετρήσεων στο έδαφος [12].



Σχήμα 5.9 Ελικόπτερο εξοπλισμένο με συστοιχία μαγνητομέτρων για την εκτέλεση γεωφυσικής έρευνας μεγάλων περιοχών κινούμενο σε ύψος 2 m, με ταχύτητα 50-60 km/h [9].

Εκτός από την δεδομένη σταθεροποίηση του μαγνητομέτρου, υπάρχουν και άλλα προβλήματα αναφορικά με εναέρια χρήση του, δεδομένου ότι το αεροπλάνο από την κατασκευή του είναι πηγή ενός περίπλοκου μαγνητικού πεδίου. Για να αποφεύγεται,

λοιπόν, η επίδραση των σιδερένιων μερών του αεροπλάνου πάνω στο μαγνητόμετρο, αυτό κρέμεται έξω με καλώδιο μήκους από 30 έως 150 μέτρα (γνωστό ως «πουλί», «bird»). Με αυτό τον τρόπο, το μαγνητόμετρο μπορεί να είναι έως 75 μέτρα περίπου πιο κοντά στο έδαφος από ότι το αεροπλάνο [17].

Κατά την πραγματοποίηση αερομαγνητικών μετρήσεων είναι αναγκαίο να είναι γνωστή ανά πάσα στιγμή η γεωγραφική θέση του αεροπλάνου. Για τον σκοπό αυτό, χρησιμοποιούνται όργανα όπως η φωτογραφική μηχανή, που παίρνει φωτογραφίες του εδάφους, ή πομπός και δέκτης μικροκυμάτων, με τους οποίους προσδιορίζεται η θέση του αεροπλάνου από δύο σημεία εδάφους [12].

Η διαδρομή που ακολουθεί το αεροπλάνο κατά την λήψη των αερομαγνητικών μετρήσεων εξαρτάται από τον σκοπό της έρευνας αλλά συνήθως αποτελείται από παράλληλες γραμμές με ενδιάμεσο κενό μεταξύ τους από 100 μέτρα έως μερικά χιλιόμετρα [21]. Το ύψος στο οποίο πετάει το αεροπλάνο εξαρτάται από την μορφολογία του εδάφους και μένει σταθερό σε κάποια επίπεδα και θα πρέπει να καταγράφεται συνεχώς. Για κάθε δομή υπάρχει ένα μέγιστο ύψος, πάνω από το οποίο οι μετρήσεις δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό αυτής.

Όπως αναφέρθηκε και στην περίπτωση της βαρυτικής διασκόπησης, οι ομαλές (ευρείες ή μεγάλου μήκους κύματος) και μικρού πλάτους ανωμαλίες που λαμβάνονται σε μεγάλα ύψη αποτυπώνουν ευρείες γεωλογικές μεταβολές από σχηματισμούς διαφορετικής επιδεκτικότητας. Αντίθετα, οι απότομες (μικρού μήκους κύματος) και μεγάλου πλάτους ανωμαλίες που λαμβάνονται σε μικρά ύψη ή στο έδαφος, αποτυπώνουν πιο κοντά στην επιφάνεια μικρές γεωλογικές μεταβολές από σχηματισμούς διαφορετικής επιδεκτικότητας.

Αναγωγή των μαγνητικών μετρήσεων εδάφους

Πριν την χαρτογράφηση των μαγνητικών μετρήσεων, την μοντελοποίηση και την ερμηνεία τους, αυτές πρέπει να υποστούν ορισμένες διορθώσεις, όπως ακριβώς και στην περίπτωση της βαρυτομετρικής διασκόπησης, αλλά όχι τόσο πολύπλοκες.

A. Διόρθωση λόγω πορείας του οργάνου (drift correction) [21]

Προκειμένου να γίνει σωστή ερμηνεία των αποτελεσμάτων τα δεδομένα που καταγράφονται θα πρέπει να διορθωθούν από τις μαγνητικές μεταβολές οι οποίες οφείλονται σε διάφορα άλλα αίτια εκτός των μαγνητικών ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών

Η τακτική που συνήθως ακολουθείται για την αφαίρεση αυτής της μεταβλητότητας από τα δεδομένα είναι να χρησιμοποιείται ένα επιπλέον μαγνητόμετρο βάσης που καταγράφει το μαγνητικό πεδίο καθ' όλη τη διάρκεια των μετρήσεων. Έτσι, κατά τη διάρκεια λήψης των μετρήσεων εκτός από την τιμή της μέτρησης καταγράφεται η θέση μέτρησης (x_i) και ο χρόνος λήψης (t_i). Επομένως η διορθωμένη τιμή παρέχεται από την σχέση:

$$B_{\text{διορ}}(x_i) = B_{\text{μετρ}}(x_i, t_i) - B_{\text{βάσης}}(x_i, t_i) \quad (5.20)$$

B. Διόρθωση λόγω ημερήσιας μεταβολής του μαγνητικού πεδίου της Γης

Προκειμένου οι χάρτες που αναπαριστούν τις μαγνητικές ανωμαλίες, να καθιστούν χρήσιμοι και αξιόπιστοι, πρέπει να ληφθούν υπόψη προσωρινές μεταβολές του μαγνητικού πεδίου της Γης που συμβαίνουν κατά την διάρκεια πραγματοποίησης της μελέτης. Το μαγνητικό πεδίο της γης υφίσταται ημερήσια μεταβολή που μπορεί να αποκτήσει τιμές μέχρι και 100 γ και σε εξαιρετικές περιπτώσεις ακόμα μεγαλύτερες [12]. Κατά συνέπεια οι μεταβολές αυτές πρέπει να ληφθούν υπόψη έτσι ώστε να αφαιρεθούν από τις ενδείξεις των μαγνητομέτρων και να προσδιοριστούν με μεγαλύτερη ακρίβεια οι ανωμαλίες που οφείλονται στην διαφορά μαγνήτισης των πετρωμάτων. Ωστόσο αν η μεταβολή αυτή δεν ξεπερνά την τιμή των 15 ή 20 γ κατά την περίοδο μιας ώρας, η διόρθωση αυτής μπορεί να μην είναι απαραίτητη [28].

Η τεχνική που εφαρμόζεται για την διόρθωση ημερήσιας μεταβολής του γήινου μαγνητικού πεδίου, είναι οι επαναλαμβανόμενες και σε τακτικά χρονικά διαστήματα μετρήσεις του σταθμού βάσης. Στη συνέχεια οι μετρήσεις χαρτογραφούνται σε συνάρτηση με τον χρόνο και διορθώνονται θεωρώντας γραμμική μεταβολή του πεδίου μεταξύ των διαδοχικών ενδείξεων του σταθμού βάσης. Για την διόρθωση, μπορούν επίσης να τοποθετηθούν μαγνητόμετρα που να πραγματοποιούν συνεχόμενες μετρήσεις σε σταθερές θέσεις [33]. Τέλος, είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι κατά την διάρκεια μαγνητικών καταιγίδων, εξαιτίας της ραγδαίας και ξαφνικής μεταβολής του γεωμαγνητικού πεδίου, οι μετρήσεις θα πρέπει να διακόπτονται.

A. Κανονική διόρθωση

Όπως αναφέρθηκε και στην αρχή του κεφαλαίου, η ένταση του μαγνητικού πεδίου της Γης παρουσιάζει κανονική γεωγραφική μεταβολή. Η μεταβεί αυτή είναι μεγάλης κλίμακας και για τον λόγο αυτό, όταν η διασκόπηση αφορά σχετικά μεγάλες περιοχές

(όπως στην περίπτωση εντοπισμού κοιτασμάτων πετρελαίου που έχουν μεγάλη έκταση) πρέπει να λαμβάνεται υπόψη και να διορθώνεται.

Ακολουθώντας την λογική της ανάλυσης σε σφαιρικές συντεταγμένες, το δυναμικό του μαγνητικού πεδίου δίνεται σε σφαιρικές συντεταγμένες παραδοσιακά σαν το άθροισμα

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \left(\frac{r}{a} \right)^n H_n^e + \left(\frac{r}{a} \right)^{n+1} H_n^i \right\} \quad (5.21)$$

$$T_n^i = \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} m \varphi + h_n^{mi} \sin m \varphi) P_n^m(\theta) \quad (5.22)$$

$$T_n^e = \sum_{m=0}^n (g_n^{me} m \varphi + h_n^{me} \sin m \varphi) P_n^m(\theta) \quad (5.23)$$

Οι άνω δείκτες i και e αναφέρονται σε παραμέτρους του εσωτερικού και του εξωτερικού πεδίου αντίστοιχα. Οι δείκτες n και m στην τάξη και τον βαθμό των αρμονικών και a είναι η ακτίνα της Γης, φ είναι το γεωγραφικό πλάτος και T είναι η οριζόντια συνιστώσα της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου στην περιοχή που γίνονται οι μετρήσεις. Οι συντελεστές g και h ονομάζονται συντελεστές Gauss. Οι συναρτήσεις $P_n^m(\theta)$ είναι πολώνυμα Legendre βαθμού m και τάξης n κανονικοποιημένα σύμφωνα με την σύμβαση Schmidt.

Οι συντελεστές Gauss μέχρι 10^{00} βαθμού και 10^{15} τάξης περιγράφουν ικανοποιητικά το μεγαλύτερο μέρος του εσωτερικού μαγνητικού πεδίου. Οι συντελεστές αυτοί καθορίζονται στην αρχή κάθε 5ετίας με διεθνή συμφωνία και με βάση περιορισμένο αριθμό μετρήσεων στην αρχή της 5ετίας η οποία ονομάζεται «εποχή» του μαγνητικού πεδίου. Το μοντέλο αυτό του πεδίου για κάθε επερχόμενη πενταετία ονομάζεται Διεθνές Γεωμαγνητικό Πεδίο Αναφοράς (International Geomagnetic Reference Field, IGRF) και θεωρείται ότι περιγράφει το πεδίο που οφείλεται στο πυρήνα της Γης. Δηλαδή, το τμήμα αυτό δεν περιλαμβάνει το μαγνητικό πεδίο που οφείλεται σε αιτίες που βρίσκονται στο φλοιό και που είναι το αντικείμενο μελέτης της Γεωφυσικής [10].

Μετά την παρέλευση κάθε εποχής του μαγνητικού πεδίου, τα δεδομένα απ' όλα τα μαγνητικά παρατηρητήρια συγκεντρώνονται από τη Διεθνή Ένωση Γεωμαγνητισμού και Αερονομίας (International Association of Geomagnetism and Astronomy). Κατόπιν επεξεργασίας, προκύπτουν οι οριστικές τιμές των συντελεστών Gauss και το IGRF διορθώνεται και λέγεται πλέον DGRF (Definite GRF).

Οι τιμές αυτές που υπολογίζονται σε κάθε επιθυμητό σημείο αφαιρούνται από τις μετρούμενες τιμές της έντασης και έτσι απομακρύνεται το γενικό πεδίο και παραμένουν οι μαγνητικές ανωμαλίες που συνιστούν το τοπικό πεδίο.

Δ.Υψομετρικές και τοπογραφικές διορθώσεις[12])

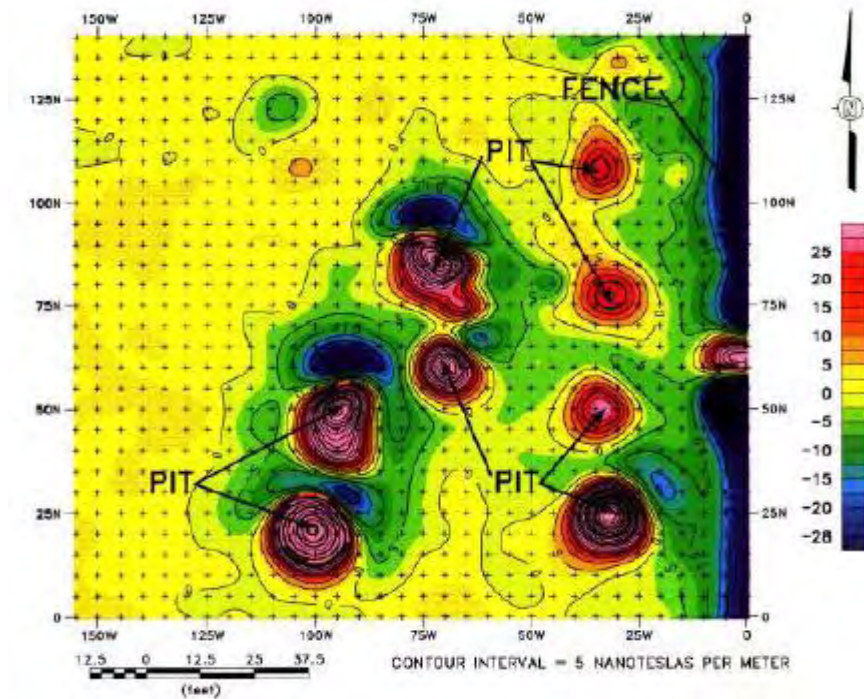
Αυτού του είδους οι διορθώσεις πραγματοποιούνται μόνο σε συγκεκριμένες περιπτώσεις όταν οι μετρήσεις γίνονται σε διαφορετικά υψόμετρα και η τοπογραφία της περιοχής είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη. Συνήθως δεν πραγματοποιούνται υψομετρικές διορθώσεις, επειδή η κατακόρυφη βαθμίδα του γεωμαγνητικού πεδίου είναι μικρή.

Έτσι, στην πλειοψηφία των περιπτώσεων, μετά την πραγματοποίηση της ημερήσιας και της κανονικής διόρθωσης, οι τιμές της έντασης που παραμένουν συνιστούν τις μαγνητικές ανωμαλίες που οφείλονται αποκλειστικά στη χωρική κατανομή των μαγνητικών παραμέτρων του φλοιού της Γης.

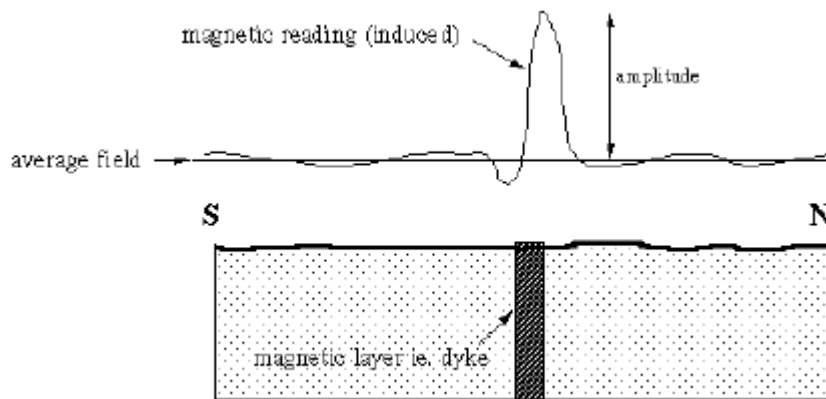
Τελική επεξεργασία

Όπως συμβαίνει με όλα τα γεωφυσικά δεδομένα, έτσι και στην περίπτωση της μαγνητικής διασκόπησης, υπερβολικά υψηλές τιμές των μετρήσεων εξαιτίας σφαλμάτων πρέπει να αφαιρεθούν πριν την ερμηνεία και την μοντελοποίηση των ανωμαλιών [18]. Για αυτόν τον σκοπό είναι διαθέσιμοι αλγόριθμοι ή ο ερευνητής καλείται να διεκπεραιώσει τη διαδικασία ανάλογα με την εμπειρία του.

Με την ολοκλήρωση όλων των διορθώσεων, τα μαγνητικά δεδομένα αναπαριστούνται είτε ως ξέχωρα εδαφικά προφίλ (διαγράμματα μεταβολής της μαγνητικής ανωμαλίας ως προς την απόσταση) είτε ως contour maps. Η διαχώρισή τους από ανωμαλίες που προκαλούνται από τοπικά χαρακτηριστικά, όπως σιδηροδρομικές γραμμές, αγωγούς και γέφυρες πραγματοποιείται από παρατηρήσεις στο πεδίο είτε από χάρτες που περιλαμβάνουν αυτά τα χαρακτηριστικά. [33]



Σχήμα 5.10 Contour map μαγνητικής διασκόπησης για τον εντοπισμό κοιλοτήτων με μαγνητικό περιεχόμενο [33](



Σχήμα 5.11 Μαγνητικό προφίλ εξαιτίας αναχώματος στο υπέδαφος(dyke=φλέβα) [33]

Αερομαγνητικά δεδομένα

Οι υψηλές εντάσεις του μαγνητικού πεδίου , όπως υποδεικνύει και η σχέση (5.9) ελαττώνονται σε μεγάλα ύψη. Αερομαγνητικοί χάρτες που χαρακτηρίζονται από ομαλής και μικρής έντασης ανωμαλίες, προκαλούνται συνήθως από ιζηματογενείς λεκάνες με μεγάλο βάθος. Μεγάλες ανωμαλίες υποδεικνύουν δομές που βρίσκονται σε μικρό βάθος κάτω από την επιφάνεια της Γης και στις περισσότερες των περιπτώσεων πρόκειται για πυριγενή ή μεταμορφωσιγενή πετρώματα.

Χρησιμοποιώντας μεθόδους επεξεργασίας όπως upward and downward continuation, το μαγνητικό πεδίο μπορεί να υπολογιστεί σε οποιοδήποτε ύψος. Πολλές φορές μπορεί να αποδειχτεί χρήσιμη η επεξεργασία των δεδομένων με τέτοιο τρόπο ώστε αυτά να φαίνεται ότι λήφθηκαν από έρευνα που πραγματοποιήθηκε σε μεγαλύτερο υψόμετρο και ως εκ τούτου φιλτράρονται οι μεγάλες έντασης ανωμαλίες που οφείλονται σε μικρές και χαμηλές σε βάθος από την γήινη επιφάνεια δομές [17].

Στην περίπτωση αερομαγνητικών έρευνας, κατά την οποία τα δεδομένα δεν λαμβάνονται με ομοιόμορφη ακρίβεια και υπάρχει μεγάλη πιθανότητα σφάλματος, είναι επιθυμητό να γίνει παρεμβολή αυτών στη μορφή κανονικού πλέγματος. Αν για παράδειγμα το διάστημα ισομαγνητικών καμπυλών σε έναν χάρτη είναι 5γ, τότε κάθε σημείο του χάρτη που αναπαριστά ένα δεδομένο θα πρέπει να ταιριάζει με τις αρχικές μετρήσεις στα 2,5 γ για να διατηρηθεί η ακρίβεια [29].

Η επεξεργασία των αερομαγνητικών δεδομένων έχει συνήθως ως εξής [17]:

1. Αναγωγή των δεδομένων στη μορφή κανονικού πλέγματος με μονοδιάστατη παρεμβολή κάθετη στη διεύθυνση της πτήσης.
2. Προεπεξεργασία, η οποία μπορεί να περιλαμβάνει continuation, υπολογισμό παραγώγων και εξαγωγή της κάθετης συνιστώσας της έντασης
3. Άθροιση πλήθους εδαφικών προφίλ για να προσδιοριστεί ο εξωτερικός «θόρυβος»
4. Φιλτράρισμα μέχρι κάποιο συγκεκριμένο όριο για τον εντοπισμό περιοχών ανωμαλίας
5. Ανάλυση των προφίλ για προσδιορισμό της τοποθεσίας και του προσανατολισμού των ανωμαλιών
6. Σύγκριση των προφίλ με καμπύλες που έχουν εξαχθεί από απλού σχήματος μοντέλα.

Η σύγκριση των μετρήσεων πεδίου με τα αποτελέσματα από απλού σχήματος μοντέλα, πραγματοποιείται για να προσδιοριστεί η τοποθεσία, το βάθος, το μέγεθος, το σχήμα και πιθανώς η μαγνητική επιδεκτικότητα των δομών που προκαλούν την μαγνητική ανωμαλία. Αν και απλουστευμένη τόσο από γεωμετρικής άποψης όσο και συσχετισμού με τον μαγνητισμό, η παραμετρική μέθοδος προσφέρει λογική και γρήγορη ανάλυση η οποία μπορεί να αποβεί ιδιαίτερα αποτελεσματική όταν τα δεδομένα είναι λίγα ή ατελή.

5.7.2 Επεξεργασία των μαγνητικών δεδομένων για τον εντοπισμό υδρογονανθράκων

Καθώς τα μαγνητικά στοιχεία μπορούν να υποδείξουν με άμεσο τρόπο την παρουσία πετρελαίου στο εσωτερικό του εδάφους, οι μαγνητικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται ευρέως στην ανίχνευση κοιτασμάτων πετρελαίου μέσα σε ιζηματογενείς σχηματισμούς. Το βασικό πρόβλημα στην εφαρμογή αυτών των μεθόδων είναι η απομόνωση των ασθενών μαγνητικών ανωμαλιών που προκαλούνται από τις δεδομένες μικρές συγκεντρώσεις σε μαγνητίτη. Αυτές οι μικρές ανωμαλίες συχνά υπερκαλύπτονται από ανωμαλίες μεγαλύτερης τάξεως που οφείλονται στην παρουσία πετρωμάτων κάτω από τους ιζηματογενείς σχηματισμούς ή μέσα σε αυτούς. Οι τοπικές αυτές ανωμαλίες μπορούν να απομονωθούν αποτελεσματικά με την χρήση ψηφιακής «φιλτραρίσματος». Μένει έτσι το υπολειμματικό πεδίο που δίνεται συνήθως με τη μορφή καμπυλών ίσων ανωμαλιών οι οποίες λέγονται ισανώμαλες και είναι αυτές που πρέπει να ερμηνευτούν, δηλαδή, να καθοριστεί η κατάλληλη γεωμαγνητική δομή του υπεδάφους που προκαλεί τις ανωμαλίες αυτές [32].

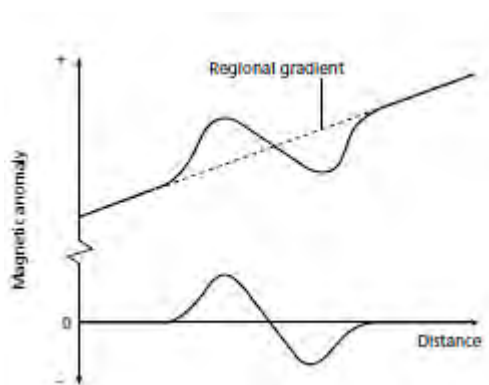
Διάκριση ανωμαλιών Μικρής(Residual) και Μεγάλης(Regional) Κλίμακας

Τα προκαταρκτικά στάδια ερμηνείας των μαγνητικών δεδομένων συνήθως περιλαμβάνουν την εφαρμογή μαθηματικών φίλτρων , των οποίων ο στόχος εξαρτάται από το αντικείμενο της εκάστοτε έρευνας. Ο γενικός σκοπός είναι η ενίσχυση των ανωμαλιών ενδιαφέροντος ή /και η εξαγωγή κάποιων προκαταρκτικών συμπερασμάτων αναφορικά με την πηγή μαγνήτισης που προκαλεί την ανωμαλία. Οι περισσότερες από αυτές τις μεθόδους έχουν μεγάλο ιστορικό υπόβαθρο πριν τη χρήση του υπολογιστή. Η ανάπτυξη της τεχνολογίας και των υπολογιστικών μεθόδων έχει ενισχύσει την αποτελεσματικότητα και την εφαρμογή τους, ειδικά όσο αναφορά τα ψηφιακά δεδομένα που σχετίζονται με την αερομαγνητική διασκόπηση[31]

Όπως ακριβώς και στην βαρυτομετρική μέθοδο, έτσι και στην περίπτωση της μαγνητικής, η παρατηρούμενη ανωμαλία αποτελεί την σύνθεση δύο ειδών ανωμαλίας: μικρής και μεγάλης. Σε ιζηματογενείς περιοχές παρατηρείται ομοιότητα μεταξύ των βαρυτικών και μαγνητικών χαρτών, αλλά σε γενικές γραμμές οι μαγνητικές ανωμαλίες είναι περισσότερο ασταθείς, και παρουσιάζουν μεγαλύτερο πλάτος από τις βαρυτικές[34] Σύμφωνα με αυτή την παρατήρηση, ο διαχωρισμός των ανωμαλιών στην περίπτωση της μαγνητικής διασκόπησης είναι πιο περίπλοκος συγκριτικά με αυτόν της βαρυτικής μεθόδου.[17]

Η τομή ή ο χάρτης μεγάλης κλίμακας μαγνητικής ανωμαλίας αποτυπώνουν την μορφή ευρέων και βαθέων σχηματισμών, ενώ ο μικρής κλίμακας ανωμαλίας την μορφή τοπικών, πιο επιφανειακών σχηματισμών. Στην περίπτωση εντοπισμού κοιτασμάτων πετρελαίου είναι προτιμότερο να αφαιρούνται η μεγάλης κλίμακας ανωμαλίες.

Η διάκριση ανωμαλιών μικρής και μεγάλης κλίμακας αποτελεί σημαντικό βήμα στην ερμηνεία μαγνητικών δεδομένων για την μεταλλευτική βιομηχανία εξόρυξης, ωστόσο δεν βρίσκει μεγάλη εφαρμογή στον εντοπισμό πετρελαίου καθώς το εύρος βάθους των υδρογονανθράκων μέσα στους ιζηματογενείς σχηματισμούς ποικίλλει σε μεγάλο βαθμό [34]. Για τον λόγο αυτό θα γίνει μια σύντομη αναφορά στη θεωρία των κυριότερων μεθόδων που χρησιμοποιούνται για τον σκοπό αυτό, χωρίς λεπτομερή παρουσίαση των μαθηματικών αρχών που τις διέπουν.



Σχήμα 5.12 Απομάκρυνση της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας από τις μαγνητικές μετρήσεις. Αυτή προσεγγίζεται με ευθεία γραμμή. [29]

Η γραφική μέθοδος και η μέθοδος της δεύτερης κατακόρυφης παραγώγου (η οποία είναι χρήσιμη κυρίως για την ανίχνευση ανωμαλιών που οφείλονται σε δομές κοντά στην επιφάνεια) ακολουθούν ακριβώς την ίδια λογική όπως και στην περίπτωση της βαρυτικής διασκόπησης και γι' αυτό τον λόγο δεν θα αναλυθούν εκτενέστερα στο παρών κεφάλαιο.

a. Πρώτη οριζόντια παράγωγος μαγνητικής ανωμαλίας [21]

Η πρώτη οριζόντια παράγωγος ως προς x , όπου x η κάθετη διεύθυνση στη μεγάλη διάσταση ενός σώματος (π.χ. μία φλέβας) και διεύθυνση της γραμμής των μετρήσεων, καθιστά δυνατό τον διαχωρισμό των ορίων του μαγνητικού σώματος. Στην περίπτωση χάρτη μαγνητικής ανωμαλίας, από την μορφή των ισομαγνητικών καμπυλών συμπεραίνεται η μεγάλη διάσταση μίας φλέβας (επιμήκυνση των

καμπυλών παράλληλα σε αυτή). Η κάθετη διεύθυνση είναι αυτή ως προς την οποία υπολογίζεται η πρώτη παράγωγος.

b. Φιλτράρισμα σύμφωνα με το μήκος κύματος (wavelength filtering) [18]

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην υπόθεση ότι το μήκος κύματος της ανωμαλίας σχετίζεται με το βάθος της δομής που την προκαλεί. Οι μικρού μήκους ανωμαλίες προκαλούνται συνήθως από εδαφικές δομές κοντά στη γήινη επιφάνεια, ενώ οι μεγάλου μήκους μεταβολές είναι πιθανόν να προκαλούνται από σχηματισμούς που βρίσκονται τόσο σε μικρό όσο και σε μεγάλο βάθος κάτω από την επιφάνεια του εδάφους. Επίσης, το μέγιστο βάθος στο οποίο φτάνει μια εδαφική μάζα μπορεί να καθοριστεί από το μήκος κύματος της ανωμαλίας, ενώ το ελάχιστο όχι.

c. Στοιχειώδης θεωρία δυναμικών πεδίων. Upward and downward continuation.

Πρόκειται για δύο μεθόδους που εφαρμόζονται τόσο στη μαγνητική όσο και στην βαρυτική έρευνα καθώς και τα δύο πεδία τα οποία μελετούνται με τις αντίστοιχες διασκοπήσεις, είναι δυναμικά. Το γεγονός ότι τα δυναμικά πεδία υπακούουν στην εξίσωση Laplace(σύμφωνα με την οποία το άθροισμα των ρυθμών αλλαγής της βαθμίδας του πεδίου στις τρεις ορθογώνιες συντεταγμένες είναι μηδενικό) καθιστά δυνατό τον καθορισμό του πεδίου σε μια επιφάνεια όταν τα χαρακτηριστικά αυτού είναι γνωστά σε μια άλλη επιφάνεια και δεν υπάρχουν παρεμβαλλόμενες μάζες μεταξύ των δύο επιφανειών[18]. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται upward and downward continuation και η βάση της στηρίζεται ότι το δυναμικό πεδίο, πάνω ή κάτω από το πεδίο μετρήσεων, μπορεί να υπολογιστεί ώστε αντίστοιχα να τονιστεί στις ισομαγνητικές καμπύλες η παρουσία των βαθέων ή επιφανειακών δομών αντίστοιχα[21].

Στη βαρυτική διασκόπηση η upward continuation δεν χρησιμοποιείται ιδιαίτερα, βρίσκει όμως εφαρμογή στην αερομαγνητική μέθοδο για την σύγκριση μετρήσεων που γίνονται σε διαφορετικά ύψη κατά την διάρκεια των πτήσεων [18]. Αν το πεδίο μπορεί να υπολογιστεί σε μια επιφάνεια που βρίσκεται πιο κοντά στην πηγή της ανωμαλίας, τότε αυτή θα είναι πιο έντονη και περισσότερο ευδιάκριτη από τις ανωμαλίες που οφείλονται σε βαθύτερα γεωλογικά αίτια, επομένως η downward continuation είναι προτιμότερη για την αναζήτηση κοιτασμάτων πετρελαίου. Ωστόσο, πρέπει να αναφερθεί ότι η μέθοδος αυτή κρίνεται ασταθής καθώς εντείνει την δημιουργία «θορύβου» στις παρατηρήσεις.

d. Μετασχηματισμός Ψευδοβαρύτητας (Pseudogravity Transformation)

Η σχέση Poisson συνδέει το μαγνητικό δυναμικό με την ένταση του πεδίου βαρύτητας κατά τη διεύθυνση της μαγνητικής έντασης εφόσον η πηγή και των δύο αυτών πεδίων έχει ομοιόμορφη μαγνήτιση και πυκνότητα . Ο Baranov το 1957 χρησιμοποίησε αυτή την αρχή για να μετατρέψει την μαγνητική ανωμαλία σε βαρυτική, η οποία θα είχε παρατηρηθεί αν η κατανομή του μαγνητισμού στο εσωτερικό του σώματος είχε αντικατασταθεί αναλογικά με την κατανομή της πυκνότητας[32]. Ο μετασχηματισμός αυτός ονομάστηκε «μετασχηματισμός ψευδοβαρύτητας» και ως τελικό αποτέλεσμα έχει την αναγωγή των μαγνητικών ανωμαλιών σε μια μορφή που θα είχε αναιρεθεί μεγάλο ποσοστό της ασυμμετρίας λόγω της μαγνητικής έγκλισης (10). Χρησιμοποιείται κυρίως ως προκαταρκτικό βήμα άλλων τεχνικών για την εκτίμηση του βάθους της δομής που προκαλεί την μαγνητική ανωμαλία ή για την συσχέτισή και σύγκριση της με την αντίστοιχη βαρυτική ανωμαλία.[33]

e. Αναγωγή στον πόλο(reduction to the pole RTP)

Η μαγνητική ανωμαλία εξαρτάται από την έγκλιση και απόκλιση τόσο του επαγόμενου μαγνητικού πεδίου όσο και του μαγνητικού πεδίου της Γης καθώς επίσης και από τον προσανατολισμό της δομής- πηγής από τον μαγνητικό Βορρά . Για την απλοποίηση της ανωμαλίας αυτής ο Baranov (1957) και οι Baranov και Naudi (1964) πρότειναν μία μέθοδο η οποία περιλαμβάνει την μετατροπή της ανωμαλίας σε τέτοια που θα παρατηρούνταν αν η ένταση της μαγνήτισης και το τοπικό πεδίο ήταν κάθετα (δηλαδή αν η ανωμαλία μετρούνταν στον βόρειο μαγνητικό πόλο) [31]. Αυτό σημαίνει ότι εξαλείφεται από την μαγνητική ανωμαλία η παράμετρος της διαφορετικής έγκλισης και διεύθυνσης μαγνητικής πόλωσης θεωρώντας ότι ο μαγνητισμός οφείλεται αποκλειστικά στο γεωμαγνητικό πεδίο. Με αυτό τον τρόπο παράγονται συμμετρικές ανωμαλίες (ο διπολικός χαρακτήρας χάνεται) , η οπτική ερμηνεία των οποίων είναι πιο εύκολη καθώς αυτές είναι κεντραρισμένες πάνω από τις εδαφικές δομές που τις προκαλούν [18]

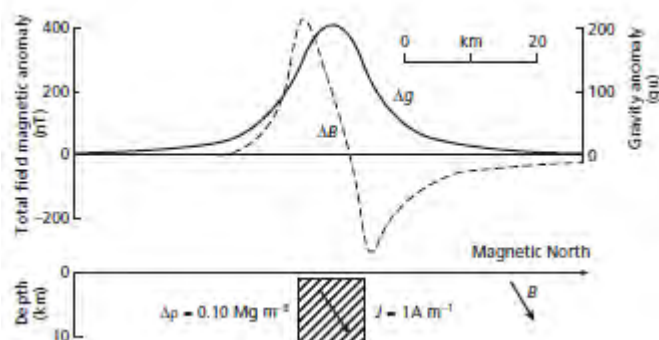
Αν έχουν διεξαχθεί τόσο μαγνητικές όσο και βαρυτικές μετρήσεις , οι αντίστοιχοι χάρτες που παράγονται με αναγωγή στον πόλο μπορούν να συγκριθούν έτσι ώστε να διαπιστωθεί αν τα σώματα που είναι υπεύθυνα για την βαρυτική ανωμαλία είναι ταυτόχρονα και μαγνητικά [21].

5.7.3 Ερμηνεία μαγνητομετρικών δεδομένων

Οι κατανομές των μαγνητικών ανωμαλιών παρουσιάζουν μεγάλο εύρος στα χαρακτηριστικά τους: είναι σχεδόν πάντα ασύμμετρες, περίπλοκες ακόμα και αν το αίτιο δημιουργίας τους είναι φαινομενικά απλό, και συνήθως αναπαριστούν τον συνδυασμό επιρροών από διαφορετικές πηγές. Μία δεδομένη ανωμαλία μπορεί να οφείλεται σε άπειρο αριθμό πιθανών πηγών, γεγονός που εντείνει ακόμα περισσότερο το πρόβλημα αβεβαιότητας της μεθόδου (το οποίο έχει αναφερθεί και στη βαρυτική μέθοδο διασκόπησης)

Η ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων είναι περιπλοκότερη από αυτή των βαρυτικών για τους εξής λόγους: [12] [20]

- Ενώ οι ανωμαλίες βαρύτητας είναι θετικές ή αρνητικές, ανάλογα με την πυκνότητα του σώματος που τις προκαλεί σε σχέση με το περιβάλλον του, ένα μαγνητισμένο σώμα πεπερασμένων διαστάσεων δημιουργεί τόσο θετικές όσο και αρνητικές ανωμαλίες επειδή από τη φύση του το μαγνητικό πεδίο είναι διπολικό [21].



Σχήμα 5.13 Βαρυτικές (Δg) και μαγνητικές (ΔB) ανωμαλίες πάνω από το ίδιο δισδιάστατο σώμα [20]

- Η μαγνήτιση ενός πετρώματος εξαρτάται από την ποσότητα, τις διαστάσεις, το σχήμα και την κατανομή των σιδηρομαγνητικών ορυκτών που περιέχει, ενώ η πυκνότητα χαρακτηρίζει ολόκληρο το πέτρωμα
- Η μαγνήτιση μεταβάλλεται σε ένα ευρύ φάσμα τιμών σε αντίθεση με την πυκνότητα.
- Οι μαγνητικές ανωμαλίες είναι ανεξάρτητες των διαστάσεων της πηγής που τις προκαλούν. Αυτό σημαίνει ότι το ίδιο εύρος μαγνητικής ανωμαλίας μπορεί να προκληθεί τόσο από ένα κυβικό σώμα με ακμή 3 cm όσο και από ένα άλλο

με ακμή 3 km αρκεί αυτά να έχουν τις ίδιες μαγνητικές ιδιότητες (ίδια μαγνητική επιδεκτικότητα). Το φαινόμενο αυτό δεν παρατηρείται στην περίπτωση των βαρυτικών ανωμαλιών[20]

Τα δεδομένα όπως αναφέρθηκε απεικονίζονται με τη μορφή ισομαγνητικών χαρτών, ωστόσο η ποσοτική ερμηνεία τους στις περισσότερες των περιπτώσεων διεξάγεται από εδαφικά προφίλ [33]. Οι χάρτες του μαγνητικού δυναμικού χρησιμοποιούνται κατά κύριο λόγο για την ποιοτική ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων. Από αυτούς τους χάρτες οι γεωφυσικοί μπορούν να εντοπίσουν τις μαγνητισμένες δομές (ακόμα και αν οι διαταραχές που αυτές προκαλούν δεν είναι εμφανείς στην επιφάνεια) να ερμηνεύσουν την φύση των γεωλογικών συνόρων κατά βάθος κ.α. [35]. Όπως σε όλους τους χάρτες, όταν οι γραμμές είναι πυκνές και κοντά μεταξύ τους αναπαριστούν απότομη μεταβολή της μαγνητικής έντασης ενώ όταν είναι κατανεμημένες ομοιόμορφα και σε μεγάλο εύρος αναπαριστούν ομαλές μεταβολές των τιμών.

Οι αποστάσεις μεταξύ των ισανώμαλων καμπυλών, δηλαδή η βαθμίδα της έντασης του μαγνητικού πεδίου, εξαρτώνται από το βάθος της μαγνητικής πηγής που προκαλεί την ανωμαλία. Όπως ακριβώς και στη περίπτωση της βαρυτομετρικής μεθόδου, όσο μικρότερες είναι οι αποστάσεις αυτές, τόσο πιο κοντά στην επιφάνεια της Γης βρίσκεται η πηγή της ανωμαλίας. Απότομη ελάττωση της μαγνητικής βαθμίδας παρατηρείται στις περιοχές λεκανών που είναι πλήρεις ιζημάτων, ως αποτέλεσμα του μικρότερης μαγνητικής τους επιδεκτικότητας σε σχέση με το περιβάλλον έδαφος [32]. Η μικρότερη τιμή της βαθμίδας παρατηρείται, όπως είναι φυσικό στο βαθύτερο μέρος της λεκάνης.

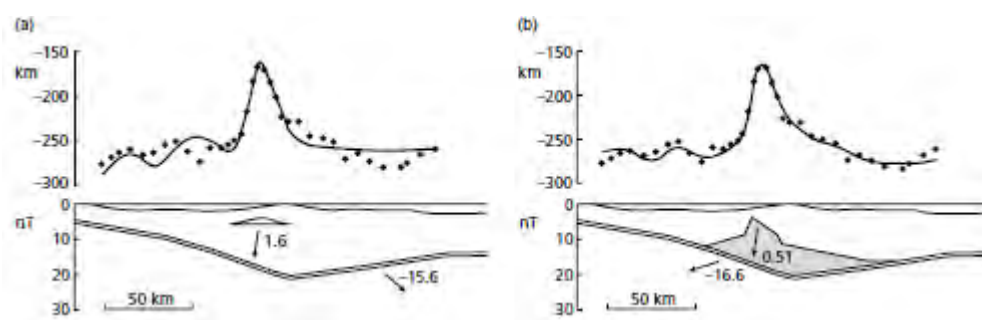
Η συμμετρία των ισανώμαλων καμπυλών υποδεικνύει και την αντίστοιχη συμμετρία στις διαστάσεις του μαγνητικού σώματος που προκαλεί την ανωμαλία ενώ ο μαγνητικός άξονας είναι κατακόρυφος. Ασυμμετρία στις μαγνητικές ανωμαλίες σημαίνει κίνηση του μαγνητικού άξονα ή ανώμαλη μορφή του μαγνητικού σώματος [12].

Από τους χάρτες που σχεδιάζονται κατά την πραγματοποίηση αερομαγνητικών μετρήσεων εξάγεται πληθώρα πληροφοριών που αφορούν τη γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής από την εκτίμηση της μορφής και του μεγέθους της ανωμαλίας. Ιζηματογενείς περιοχές με σχετικά μεγάλο βάθος από την επιφάνεια από ομαλούς-

ομοιόμορφους μαγνητικούς χάρτες που αντικατοπτρίζουν τις υπόγειες δομές και τις αντιθέσεις μαγνήτισης. Τα πυριγενή και μεταμορφωσιγενή εδάφη παράγουν πολυπλοκότερες μαγνητικές ανωμαλίες και οι επιδράσεις γεωλογικών σχηματισμών σε μεγάλο βάθος μπορεί να επικαλυφθούν από μικρού πλάτους ανωμαλίες που οφείλονται σε δομές που βρίσκονται πολύ κοντά στην επιφάνεια.

Το πρόβλημα της αβεβαιότητας (the ambiguity problem)

Στην ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων είναι ακριβώς το ίδιο όπως και στη περίπτωση των βαρυτικών και επομένως απαντάται και το ίδιο αντίστροφο πρόβλημα.(inverse problem) Αυτό σημαίνει ότι μια δεδομένη μαγνητισμένη δομή είναι υπεύθυνη για συγκεκριμένη μαγνητική ανωμαλία, ωστόσο ένα σύνολο μαγνητικών δεδομένων μπορεί να οφείλεται σε πλήθος διαφορετικών πηγών ή συνδυασμού αυτών στο υπέδαφος. Ένα παράδειγμα αυτού του προβλήματος φαίνεται στο σχήμα που ακολουθεί και αναπαριστά δύο διαφορετικές πιθανές ερμηνείες ενός μαγνητικού προφίλ στην ανατολική Καραϊβική. Και στις δύο περιπτώσεις η μεγάλης κλίμακας ανωμαλία οφείλεται στην παρουσία ενός μεγάλου σε πάχος ωκεάνιου στρώματος που βρίσκεται 1 km από την επιφάνεια. Ωστόσο, η έντονη μεταβολή που παρατηρείται στο κέντρο της καμπύλης μπορεί να οφείλεται τόσο στην απόσχιση ενός τμήματος αυτού του στρώματος (σχήμα 5.14α) είτε στη παρουσία μεταμορφωσιγενών ιζημάτων σε δεδομένο βάθος (σχήμα β) [20].



Σχήμα 5.14 Παράδειγμα του προβλήματος της αβεβαιότητας κατά τη μαγνητική ερμηνεία. Τα βέλη υποδεικνύουν τη διεύθυνση της μαγνήτισης [20]

Η ποσοτική ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων μπορεί να πραγματοποιηθεί με δύο μεθόδους, όπως και στην περίπτωση της βαρυτικής διασκόπησης, τις άμεσες και τις έμμεσες. Οι άμεσες μέθοδοι είναι πολύ πιο περιορισμένες, σε σχέση με την βαρυτομετρία, καθώς δεν υπάρχουν ισοδύναμες γενικές εξισώσεις για τις ανωμαλίες του μαγνητικού πεδίου [20] (δηλαδή υπολογισμός του μέγιστου βάθους της δομής που τις προκαλεί, της μάζας και του πάχους αυτής με χρήση μαθηματικών εξισώσεων)

5.7.3.1 Άμεσες μέθοδοι (direct ή forward method)

Η κύρια παράμετρος που μπορεί να εξαχθεί άμεσα από τους μαγνητικούς χάρτες είναι η εκτίμηση βάθους του αιτίου της ανωμαλίας με βάση την ιδιότητα ότι οι μαγνητικές ανωμαλίες εξασθενούν με την αύξηση αυτού [43]

Έτσι, αν σε ένα χάρτη ισανώμαλων της κατακόρυφης συνιστώσας Z , του μαγνητικού πεδίου υπολογιστεί η πρώτη και η δεύτερη παράγωγος της συνιστώσας αυτής κατά μήκος ορισμένης τομής, το μέγιστο βάθος z_m , της κορυφής ενός σώματος που προκαλεί την μαγνητική ανωμαλία και του οποίου η μαγνήτιση έχει σταθερή διεύθυνση, δίνεται από τις εξής σχέσεις [12]:

$$z_m = \frac{5.45 J_m}{Z'_m} \quad \text{και} \quad z_m^2 = \frac{26.6 J_m}{Z''_m} \quad (5.24)$$

όπου J_m είναι η μέγιστη τιμή της μαγνήτισης και $Z'_m = \frac{\partial Z}{\partial x}$ και $Z''_m = \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2}$ είναι οι πρώτες τιμές της πρώτης και της δεύτερης παραγώγου κατά μήκος της τομής.

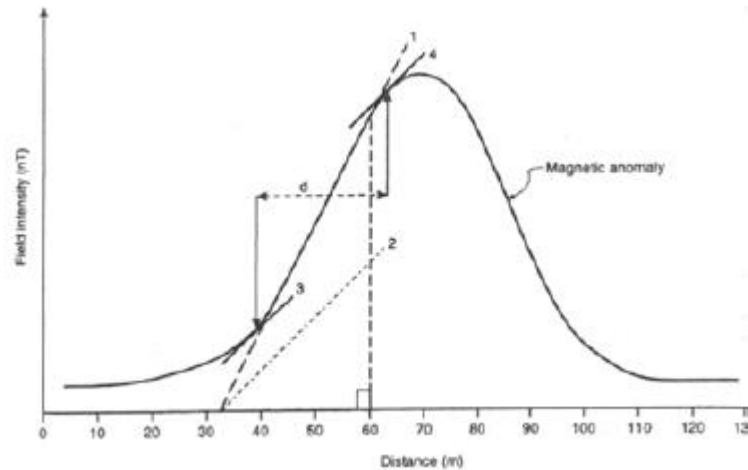
Μία περισσότερο περίπλοκη αλλά και πιο ακριβής μέθοδος για τον καθορισμό του μέγιστου βάθους των μαγνητικών πηγών είναι γνωστή ως *Euler deconvolution*, σύμφωνα με την οποία [20]:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (5.25)$$

όπου (x_0, y_0, z_0) είναι η τοποθεσία της μαγνητικής πηγής της οποίας η ολική μαγνητική ανωμαλία που προκαλεί σε ένα σημείο με συντεταγμένες (x, y, z) είναι ίση με T και η μεγάλης κλίμακας ανωμαλία είναι ίση με B . Το μέγεθος N είναι ο ρυθμός μεταβολής του μαγνητικού πεδίου με την απόσταση και θεωρεί διαφορετικές τιμές για διαφορετικούς τύπους μαγνητικών πηγών. Η εξίσωση (5.25) λύνεται υπολογίζοντας ή μετρώντας τις κλίσεις της ανωμαλίας για διαφορετικές περιοχές της ανωμαλίας και επιλέγοντας μια τιμή για το N . Αυτή η μέθοδος παράγει πιο ακριβή αποτελέσματα αναφορικά με το μέγιστο βάθος των μαγνητικών πηγών, αλλά είναι αρκετά πιο δύσκολη κατά την εφαρμογή της.

Ένας άλλος απλός τρόπος προσδιορισμού του βάθους μέχρι το μαγνητικό σώμα, αλλά προσεγγιστικός, που μπορεί να πραγματοποιηθεί με άμεσο τρόπο από ένα μαγνητικό προφίλ, είναι η μέθοδος *ημι-κλίσεως του Peter* [43]

Σύμφωνα με αυτή στο διάγραμμα της μαγνητικής ανωμαλίας εντοπίζεται η μέγιστη κλίση και χαράσσεται ευθεία γραμμή (γραμμή κλίσης 1) προεκτείνοντας την στη κορυφή της αλλά και προς τα κάτω μέχρι τον οριζόντιο άξονα. Στη συνέχεια από την κορυφή της μέγιστης κλίσης χαράσσεται κάθετη γραμμή (2) η οποία μπορεί να φτάνει μέχρι τον οριζόντιο άξονα.



Σχήμα 5.15 Μέθοδος ημι-κλίσεως του Peter για υπολογισμό του βάθους z της μαγνητικής πηγής [43]

Επόμενο βήμα είναι η χάραξη της γραμμής ημι-κλίσεως που συνδέει το μέσο της κάθετης γραμμής με την τομή της γραμμής 1 με τον οριζόντιο άξονα. Παράλληλα προς την γραμμή 2 χαράσσονται δύο εφαπτόμενες γραμμές στο διάγραμμα μετρήσεων (γραμμές 3 και 4). Από τα σημεία επαφής των 3 και 4 χαράσσονται κάθετες προς τον οριζόντιο άξονα. Η απόστασή τους ονομάζεται d και εκφράζεται σε μονάδες μήκους. Το βάθος υπολογίζεται από τον τύπο:

$$z = \frac{d \cos \alpha}{n} \quad (5.26)$$

όπου

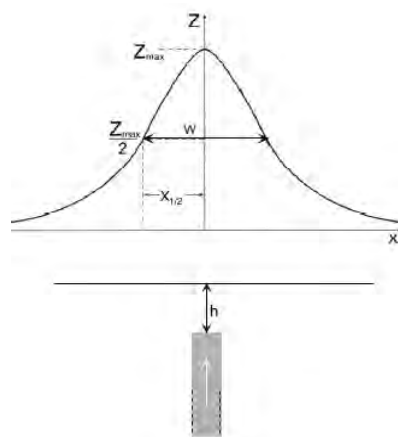
- α είναι η γωνία που ορίζεται από τη διεύθυνση της μαγνητικής ανωμαλίας/γραμμής και του γεωγραφικού Βορρά
- n είναι ένας συντελεστής αναλογίας (proportionality factor) με εύρος τιμών 1.2 – 2.0. Δεν υπάρχει τύπος που να ορίζει την ακριβή τιμή του και ο καθορισμός της γίνεται εμπειρικά. Μια συνήθης μέση τιμή που χρησιμοποιείται είναι $n=1.6$.

5.7.3.2. Έμμεσες μέθοδοι (indirect ή inverse method)

Όπως και στην περίπτωση της βαρυτικής διασκόπησης, κατά την εφαρμογή των έμμεσων μεθόδων ποιοτικής γεωμαγνητικής ερμηνείας γίνεται σύγκριση των πραγματικών μαγνητικών ανωμαλιών που προκύπτουν από τις μετρήσεις με υπολογισμένες θεωρητικές ανωμαλίες που προκαλούνται από μαγνητικά σώματα απλού σχήματος. Πραγματοποιείται επαναληπτική διαδικασία, κατά την οποία οι παράμετροι των σωμάτων αυτών (διαστάσεις, βάθος ταφής, μαγνήτιση) μεταβάλλονται συνεχώς μέχρις ότου οι θεωρητικές ανωμαλίες να συγκλίνουν με τις πραγματικές ανωμαλίες σε όρια που καθορίζονται από τον εκάστοτε ερευνητή-γεωφυσικό. Τότε θεωρείται ότι τα πραγματικά μαγνητικά σώματα που προκαλούν την μαγνητική ανωμαλία που μετράται στο πεδίο, προσεγγίζονται από τα απλά γεωμετρικά σώματα των οποίων η αναμενόμενη μαγνητική ανωμαλία έχει υπολογιστεί εκ των προτέρων.

Ο θεωρητικός υπολογισμός των μαγνητικών αποτελεσμάτων είναι δυσκολότερος από τον αντίστοιχο υπολογισμό της βαρυτικής έλξης, γιατί τα στοιχειώδη μαγνητικά δίπολα έχουν θετικούς και αρνητικούς πόλους και γιατί η διεύθυνση της μαγνήτισης δεν είναι απόλυτα καθορισμένη [12].

Στο μαγνητικό προφίλ ου ακολουθεί φαίνεται η μεταβολή της κατακόρυφης συνιστώσας Z , της ολικής μαγνητικής έντασης B , την οποία προκαλεί μαγνητισμένο σώμα που βρίσκεται σε απόσταση h από την εδαφική επιφάνεια. Το μέγεθος $x_{1/2}$ εκφράζει το μισό της μαγνητικής ανωμαλίας που αντιστοιχεί στη θέση του μισού του μέγιστου πλάτους της W [21].



Σχήμα 5.16 Μαγνητικό προφίλ στενής κατακόρυφης φλέβας άπειρου μήκους[21].

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται τα βάθη μαγνητισμένων σωμάτων που μπορούν να προσομοιαστούν με γεωμετρικό σχήμα με ανάλογη διεύθυνση μαγνητικού πεδίου.

Μορφή μαγνητισμένου σώματος και διεύθυνση μαγνητικού πεδίου	Κανόνας
Σφαίρα σε κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο	$h=2x_{1/2}$
Κατακόρυφος κύλινδρος σε κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο	$h=1.3x_{1/2}$
Οριζόντιος κύλινδρος σε κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο	$h=2x_{1/2}$
Σφαίρα σε οριζόντιο (ισημερινός) μαγνητικό πεδίο	$h=2.5x_{1/2}$
Οριζόντιος κύλινδρος διεύθυνσης A-Δ σε οριζόντιο (ισημερινός) μαγνητικό πεδίο	$h=2x_{1/2}$
Οριζόντιος κύλινδρος διεύθυνσης B-N σε οριζόντιο (ισημερινός) μαγνητικό πεδίο	$h=1.3x_{1/2}$
Άκρη οριζόντιας λεπτής πλάκας σε οριζόντιο (ισημερινός) μαγνητικό πεδίο	$h=x_{1/2}$

Σχήμα 5.17 Προσδιορισμός του βάθους μαγνητισμένων σωμάτων απλού σχήματος [21]

Η άμεση μοντελοποίηση (forward modeling) και η αντίστροφη μοντελοποίηση (inverse modeling) των μαγνητικών ανωμαλιών βασίζεται στο ίδιο θεωρητικό υπόβαθρο που έχει αναπτυχθεί στο προηγούμενο κεφάλαιο και θεωρείται ότι δεν υπάρχει λόγος επανάληψης.

Μαγνητική διασκόπηση στον εντοπισμό πετρελαίου.

Μέχρι πρόσφατα, η μαγνητική γεωφυσική διασκόπηση χρησιμοποιούνταν μόνο για τον καθορισμό του βάθους της δομής με ακρίβεια περίπου 5%. Τα μαγνητικά δεδομένα μπορούν επίσης να αποκαλύψουν τοπογραφικές μεταβολές του υπεδάφους οι οποίες μπορεί να σχετίζονται με την δομή των ιζημάτων που βρίσκονται στο άνω μέρος αυτού. Μερικά κοιτάσματα πετρελαίου έχουν εντοπισθεί εξολοκλήρου με την χρήση αυτής της μεθόδου, ιδιαίτερα όταν η σύστασή τους αποτελείται από πορώδη σερπεντίτη ο οποίος έχει μεγάλη μαγνητική επιδεκτικότητα σε σχέση με τον περιβάλλον ιζηματογενή σχηματισμό. Επίσης, μερικές φορές το πετρέλαιο υπάρχει σε ιζήματα τα οποία εγκλωβίζονται σε «παγίδες» λόγω υπερύψωσης του εδάφους που βρίσκεται κάτω από αυτά. Τέλος, η μαγνητική μέθοδος μπορεί να αποβεί ιδιαίτερα χρήσιμη σε περιοχές όπου υπάρχει βασάλτης και η μέθοδος της σεισμικής αντανάκλασης δεν βρίσκει εφαρμογή.

5.8 Κόστος μαγνητικής διασκόπησης

Η μέθοδος της μαγνητικής γεωφυσικής διασκόπησης είναι ιδανική τόσο για αναγνωριστικούς όσο και για πιο εξειδικευμένους σκοπούς. Η εκτίμηση του κόστους

για πραγματοποίηση της έρευνας στο έδαφος εξαρτάται από πληθώρα παραμέτρων όπως είναι η υπό εξέταση περιοχή, η τοπογραφία και το διάστημα μεταξύ των σταθμών μέτρησης. Αυτές μπορούν να τροποποιηθούν με τέτοιο τρόπο ώστε να ελαττωθεί το κόστος και να μην παρατηρηθεί σημαντική διαφορά στη ποιότητα των μετρήσεων. Οι οικονομικοί παράγοντες που λαμβάνονται υπόψη κατά την πραγματοποίηση της μαγνητικής διασκόπησης είναι: [33]

- Χρειάζονται 30 δευτερόλεπτα για την καταγραφή μιας μέτρησης
- Η εγκατάσταση- σταθεροποίηση του μαγνητομέτρου και η απεγκατάσταση του απαιτούν $\frac{1}{2}$ ημέρας εργασία
- Οι ώρες που χρειάζονται για την επεξεργασία και την ερμηνεία των μετρήσεων από ανθρώπινο δυναμικό είναι αντίστοιχες των ωρών στο πεδίο.
- Η διόρθωση της ημερήσιας μεταβολής του μαγνητικού πεδίου με συνεχόμενη λήψη μετρήσεων σε ένα σταθμό βάση απαιτεί δύο μαγνητόμετρα , γεγονός που αυξάνει το κόστος
- Οι χειριστές των μαγνητομέτρων στο πεδίο αμείβονται με περίπου 10 \$/ ώρα ενώ η επεξεργασία και η ερμηνεία των δεδομένων με 20\$/ ώρα.
- Η τιμή των μαγνητομέτρων είναι υψηλή, περίπου 7500\$.

Το κόστος των αερομαγνητικών μετρήσεων είναι υψηλότερων αυτών που πραγματοποιούνται στο έδαφος, αλλά σε μικρότερο χρονικό διάστημα καλύπτουν μεγάλη εδαφική έκταση και επηρεάζονται σε μικρότερο βαθμό από τον τοπικό «θόρυβο» [33].

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 Γεωχημεία εδάφους

Η γεωχημική έρευνα έχει εξελιχθεί από τα πρώιμα στάδιά της ώστε να διευκολύνει τον εντοπισμό κοιτάσματος βάση της ερμηνείας χημικών διεργασιών του περιβάλλοντός του. Αυτό το είδος έρευνας βρίσκει ιδιαίτερη εφαρμογή σε περιπτώσεις όπου τα υπερκείμενα του κοιτάσματος υλικά, όπως το έδαφος ή η βλάστηση, καλύπτουν πλήρως την προς έρευνα περιοχή [2].

Ο σκοπός της αναζήτησης κοιτασμάτων με γεωχημικές μεθόδους είναι να προσδιοριστούν οι γεωχημικές ανωμαλίες οι οποίες είναι ικανές να οδηγήσουν στην ανεύρεση νέων κοιτασμάτων (μεταλλικά, μη μεταλλικά, υγρά και αέρια καύσιμα) αλλά και στον εντοπισμό προεκτάσεων ήδη γνωστών κοιτασμάτων. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται περιλαμβάνουν τη συστηματική μέτρηση ενός ή περισσότερων

χημικών στοιχείων ή συστατικών , τα οποία συνήθως εμφανίζονται σε πολύ μικρές ποσότητες. Οι μετρήσεις γίνονται σε διάφορα υλικά της φύσης , όπως σε πετρώματα, εδάφη, ποτάμια ιζήματα, ύδατα, βλάστηση αλλά και στον αέρα [9].

Η κατανομή ή ανακατανομή των χημικών στοιχείων γίνεται με τη βοήθεια φυσικών και χημικών διαδικασιών . Η διασπορά των χημικών στοιχείων μπορεί να γίνει στο πρωτογενές ή στο δευτερογενές περιβάλλον. Το πρωτογενές περιβάλλον περιλαμβάνει τις διαδικασίες που γίνονται από τον χαμηλότερο ορίζοντα των υπογείων υδάτων έως τα μεγάλα βάθη όπου επικρατεί ο μαγματικός διαχωρισμός και η μεταμόρφωση, ενώ το δευτερογενές περιβάλλον τις επιφανειακές διαδικασίες αποσάθρωσης, τον σχηματισμό εδάφους και την ιζηματογένεση στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης [37].

Συνήθως παρατηρείται διασπορά στοιχείων του κοιτάσματος μέσα στο πέτρωμα που φιλοξενεί το κοιτάσμα. Σκοπός της γεωχημείας πετρωμάτων είναι να εντοπίσει τους αρχικούς κύκλους διασπορά στοιχείων που συνδυάζονται με το κοιτάσμα, δηλαδή τη γεωχημική ανωμαλία , η μορφή της οποίας προσδιορίζει τη θέση και τη γεωμετρία του κοιτάσματος. Το στοιχείο διασπορά που δίνει την ανωμαλία μπορεί να μην περιλαμβάνεται ως κύριο στοιχείο στο κοιτάσμα , αλλά είναι γεωχημικά στενά συνδεδεμένο με αυτό [37]. Ορισμένα χημικά στοιχεία ή αέρια ή ενώσεις σχετίζονται γεωχημικά με το κοιτάσμα και παρότι περιέχονται σε πολύ μικρές ποσότητες, μπορούν με την παρουσία τους να υποδείξουν κοιτάσματα και άλλων μετάλλων. Τα στοιχεία αυτά ονομάζονται στοιχεία- δείκτες, Η καταγραφή και μελέτη τους είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για την επισημάνση ορυκτού πλούτου στο υπέδαφος.

Η γεωχημική απόκριση στην επιφάνεια εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους και ειδικότερα από το είδος των υπερκείμενων του κοιτάσματος πετρωμάτων. Η διαδικασία απομάκρυνσης από την κύρια πηγή ονομάζεται δευτερογενής διασπορά και μπορεί επίσης να πραγματοποιηθεί με μηχανική κίνηση των τεμαχίων λόγω της βαρύτητας, με την κίνηση των αερίων ή τη διάχυση στοιχείων με την μορφή ιόντων , καθώς και με την μετακίνησή τους με τη μορφή διαλύματος [24].

Γεωχημεία γεωτρήσεων (Well geochemistry) [40]

Η γεωχημεία στο εσωτερικό γεωτρήσεων περιλαμβάνει εκτεταμένες αναλύσεις, πυρήνων, εδαφικών δειγμάτων από την γεώτρηση και ρευστών σχηματισμών, στους

οποίους συμπεριλαμβάνονται το νερό , και οι υδρογονάνθρακες. Είναι ένα εργαλείο εξερεύνησης που έχει χρησιμοποιηθεί για αρκετές δεκαετίες για την αξιολόγηση των μητρικών πετρωμάτων μέσα σε μια λεκάνη.

"Ο πρωταρχικός σκοπός είναι να διερευνηθεί εάν ένα πιθανό μητρικό πέτρωμα είναι σε θέση να προάγει τον σχηματισμό υδρογονανθράκων και εάν είναι ώριμο ή όχι"[40].

Η βάση οποιασδήποτε γεωχημικής ανάλυσης είναι, συνεπώς, να αξιολογηθεί το περιεχόμενο, η ωριμότητα και ο τύπος κηρογόνου στο μητρικό πέτρωμα. Είναι γνωστό ότι λίγες γεωτρήσεις οδηγούν πραγματικά με επιτυχία σε κοιτάσματα υδρογονανθράκων, και είναι εξίσου αλήθεια ότι λίγοι πυρήνες ανακτώνται πράγματι από το μητρικό πέτρωμα. Οι περισσότερες μελέτες των μητρικών πετρωμάτων βασίζονται επομένως στην ανάλυση εδαφικών δειγμάτων που λαμβάνονται εκτός της περιοχής του κοιτάσματος.

Για να ολοκληρωθεί η αξιολόγηση της πηγής πετρώματος, αναλύονται επίσης τα ρευστά εντός του ταμιευτήρα. Αυτό συντελεί στην ανίχνευση του πραγματικού μητρικού πετρώματος των υδρογονανθράκων και στην κατανόηση της αλληλεπίδρασης των ρευστών με τα ορυκτά πετρώματα του ταμιευτήρα.

Μια άλλη πτυχή της γεωχημείας εντός των γεωτρήσεων ονομάζεται «γεωχημεία ταμιευτήρα»(reservoir geochemistry). Κατά την πραγματοποίηση αυτής γίνεται γεωχημική ανάλυση των υδρογονανθράκων , είτε με την ανάλυση δειγμάτων πετρελαίου είτε με δείγματα πυρήνων, και με αυτό τον τρόπο είναι δυνατό να καθοριστεί ο δρόμος μετανάστευσης(path migration) των υδρογονανθράκων

Η γνώση αυτή μπορεί να είναι σημαντική κατά την αξιολόγηση των δομών της προς μελέτη περιοχής όταν έχουν πραγματοποιηθεί δορυφορικές μετρήσεις καθώς ο χειριστής μπορεί να ενημερωθεί για τα εμπόδια στη ροή των ρευστών, τόσο κάθετα όσο και πλευρικά.

Επιφανειακή γεωχημεία (Surface geochemistry)[40]

Η επιφανειακή γεωχημεία με στόχο των εντοπισμό υδρογονανθράκων εφαρμόζεται τη δεκαετία του 1930, ενώ δεκαετία του 1980 και τη δεκαετία του '90 επήλθε ταχεία εξέλιξη στην ανάλυση των δεδομένων.

Η βασική αρχή που διέπει τη χρήση της επιφανειακής γεωχημείας ως εργαλείου εξερεύνησης υδρογονανθράκων προϋποθέτει ότι υπάρχουν ελάχιστα αν όχι καθόλου ιζηματογενή πετρώματα τα οποία είναι εντελώς αδιαπέρατα. Στις περισσότερες περιπτώσεις, τα μόρια υδρογονανθράκων μπορούν να μεταναστεύσουν προς τα πάνω στην ιζηματογενή διαδοχή μέσω διαπερατών ‘‘μονοπατιών’’. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία ανιχνεύσιμων συσσωρεύσεων σε ιζήματα πλησίον της επιφάνειας και μέσω της χρήσης ευαίσθητων αναλυτικών τεχνικών καθίσταται δυνατή η ανίχνευση και ο χαρακτηρισμός των υδρογονανθράκων.

Στην εξερεύνηση υδρογονανθράκων, η επιφανειακή γεωχημεία εφαρμόζεται σε εδάφη ή ωκεάνια ιζήματα για να ανιχνεύσει και να προσδιορίσει τη φύση των υδρογονανθράκων που έχουν διαρρεύσει στην επιφάνεια είτε από μητρικά πετρώματα είτε από τα πετρώματα των ταμιευτήρων μέσα στις παγίδες.

Στο εργαστήριο χρησιμοποιούνται τα ίδια όργανα όπως και στην περίπτωση της γεωχημείας στο εσωτερικό των γεωτρήσεων, με διαφορά την τάξη των προς μέτρηση εδαφικών όγκων. Ενώ στη γεωχημεία γεωτρήσεων χρησιμοποιείται ως μονάδα μέτρησης το ppm (μέρη ανά εκατομμύριο), στην επιφανειακή γεωχημεία χρησιμοποιείται το ppb (σε μέρη ανά δισεκατομμύριο) [9]. Αυτό σημαίνει ότι μέσα σε ένα εργαστήριο ανάλυσης, όλα πρέπει να είναι εξαιρετικά καθαρά, χωρίς καμία ανοχή περί μόλυνσης, κάτι που είναι δυνατό να συμβεί από την στιγμή της μεταφοράς του εδαφικού δείγματος στο χώρο του εργαστηρίου μέχρι την στιγμή ανάλυσής του.

Σχεδιασμός της έρευνας

Η επιλογή της τεχνικής και των μεθόδων που θα χρησιμοποιηθούν κατά τη γεωχημική έρευνα εξαρτάται από το είδος και τη θέση του κοιτάσματος που μελετάται. Όπως στις γεωλογικές έρευνες έτσι και στις γεωχημικές συχνά γίνεται χρήση μοντέλων στα οποία υπάρχει δυνατότητα ενσωμάτωσης γεωχημικών παραγόντων. Για τον λόγο αυτό, η έρευνα ξεκινά με την συλλογή των στοιχείων που συνδέονται με τον τύπο του κοιτάσματος που μελετάται, όπως το οικονομικό του μέγεθος, η ορυκτολογική σύσταση των στοιχείων που το απαρτίζουν, καθώς και η πιθανή εμφάνιση στοιχειακών ανωμαλιών στο περιβάλλον του.

Μία από τις βασικότερες πτυχές του σχεδιασμού της έρευνας είναι η εύρεση των τεχνικών που θα αποδειχτούν αποτελεσματικές κατά την αναζήτηση του κοιτάσματος. Σε αυτά τα πλαίσια πολλές φορές, εξετάζονται διάφορες μέθοδοι που

έχουν ήδη χρησιμοποιηθεί στη διερεύνηση παρόμοιων κοιτασμάτων και σε ανάλογες τοπογραφικές συνθήκες, ώστε να επιλεγθεί εκείνη η οποία δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα.

Το συστηματικό πρόγραμμα δειγματοληψίας αποτελεί τη βάση ενός γεωχημικού προγράμματος και ως εκ τούτου πρέπει να ληφθούν αποφάσεις ως προς την πυκνότητα της δειγματοληψίας, και τη μέθοδο που θα ακολουθηθεί. Η σχέση κόστους-οφέλους της έρευνας θα πρέπει να εξεταστεί προσεκτικά, καθώς μπορεί η χρήση μιας πιο δαπανηρής μεθόδου να αποτελεί τη μόνη αποτελεσματική τεχνική [9].

Δειγματοληψία

Η γεωχημική έρευνα μπορεί να είναι αναγνωριστική ή λεπτομερής. Η αναγνωριστική γεωχημική έρευνα είναι γενικά σύντομη, έχει σχετικά μικρό κόστος και εκτελείται σε μεγάλες εκτάσεις οι οποίες θεωρούνται ότι παρουσιάζουν κοιτασματολογικό ενδιαφέρον. Ο αριθμός των δειγμάτων για ανάλυση είναι σχετικά μικρός και εξαρτάται από τις γεωλογικές συνθήκες και το χημικό στοιχείο που αναζητείται. Σε περιορισμένες περιοχές, οι οποίες με την αναγνωριστική έρευνα αποδείχτηκε ότι παρουσιάζουν κοιτασματολογικό ενδιαφέρον εκτελείται πυκνότερη δειγματοληψία για τη λεπτομερή γεωχημική έρευνα[37]. Τα δείγματα συλλέγονται σε μη μεταλλικά (χάρτινα ή πλαστικά) δοχεία προκειμένου να αποφευχθεί η αλλοίωση τους. Τα εδαφικά δείγματα συνήθως συσκευάζονται επιτόπου αμέσως μόλις ληφθούν, σε αντίθεση με τα βραχώδη τα οποία τυποποιούνται αφού μεταφερθούν στο εργαστήριο.

Η ακρίβεια της δειγματοληψίας παίζει σημαντικό ρόλο στη γεωχημική έρευνα. Η αξιοπιστία και η ακρίβεια μπορεί να επιτευχθεί με την ανάλυση των δειγμάτων εις διπλούν ή με τη χρήση δειγμάτων γνωστής σύνθεσης, τα οποία χρησιμοποιούνται ως δείγματα αναφορά. Τα δείγματα αναφορά αναπτύσσονται στο εργαστήριο και στη συνέχεια βαθμονομούνται σύμφωνα με τα διεθνή πρότυπα[39]

Χημική ανάλυση και ερμηνεία των αποτελεσμάτων

Η χημική ανάλυση συνήθως αποσκοπεί στον προσδιορισμό των στοιχειακών συγκεντρώσεων σε ένα δείγμα. Οι διαφορές μεταξύ των μεθόδων της χημικής ανάλυσης που χρησιμοποιούνται αφορούν το κόστος, την ταχύτητα της ανάλυσης και τα όρια ανίχνευσης των προς εντόπιση στοιχείων. Οι περισσότερες αναλύσεις διεξάγονται με τη μέθοδο της φασματομετρίας πλάσματος εκπομπής συχνά σε συνδυασμό με τη φασματομετρία πλάσματος μάζας. Αναλύσεις μπορούν επίσης να

πραγματοποιηθούν με την ατομική φασματοσκοπία απορρόφησης η οποία αποτέλεσε την επικρατέστερη μέθοδο έως τη δεκαετία του 1980 [9]. Μια άλλη μέθοδος η οποία χρησιμοποιείται ευρέως στη βιομηχανία είναι η ανάλυση ενεργοποίησης νετρονίων

Μόλις τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων ελεγχθούν και ληφθούν από το εργαστήριο , πραγματοποιείται η κατάλληλη ερμηνεία και επεξεργασία τους. Καθώς τα αποτελέσματα είναι πιθανό να αφορούν ένα μεγάλο αριθμό δειγμάτων , απαραίτητη για την ερμηνεία τους είναι η χρήση της στατιστικής. Συνεπώς, οι πληροφορίες μεταφέρονται σε ηλεκτρονικές βάσεις δεδομένων και αξιολογούνται με στατιστικές μεθόδους [9].

Τεχνικές αναγνώρισης

Η τεχνική αναγνώρισης που θα χρησιμοποιηθεί στη γεωχημική έρευνα εξαρτάται από το είδος των υπερκείμενων σχηματισμών και του περιβάλλοντος του κοιτάσματος. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται περιλαμβάνουν τη συστηματική μέτρηση ενός ή περισσότερων χημικών στοιχείων ή συστατικών[36] Οι μετρήσεις γίνονται σε διάφορα φυσικά υλικά, όπως τα πετρώματα, τα εδάφη, τα ποτάμια ιζήματα, τα ύδατα, η βλάστηση, οι αποθέσεις παγετώνων και ο αέρας.

Όταν ο υπερκείμενος σχηματισμός είναι πέτρωμα, πραγματοποιείται ανάλυση του ή ορισμένων μεμονωμένων ορυκτών του. Η δειγματοληψία μπορεί να είναι επιφανειακή ή υπόγεια και στις περισσότερες περιπτώσεις το δείγμα λαμβάνεται από το υγιές μέρος του κοιτάσματος. Η γεωχημεία εδάφους βασίζεται στο γεγονός ότι τα στοιχεία του κοιτάσματος διασκορπίζονται στο υπερκείμενο έδαφος και δημιουργούν ένα δευτερεύον πεδίο διασποράς, με μεγαλύτερες τιμές στοιχείων πλησιέστερα στο κοίτασμα , Η γεωχημική ανωμαλία του εδάφους καταγράφεται και εντοπίζεται με τη δειγματοληψία εδάφους κατά μήκος οριζόντιων και κάθετων τομών της περιοχής. [35]

Η γεωχημική έρευνα ιζημάτων περιλαμβάνει την εξέταση των ιζημάτων των ποταμών και γενικά των υδάτινων σχηματισμών της ευρύτερης περιοχής. Με τη μελέτη της περιεκτικότητας ορισμένων ορυκτών στο ίζημα, εξετάζονται οι γεωχημικές ή ορυκτολογικές ανωμαλίες, οι οποίες είναι πιθανό να οδηγήσουν στον εντοπισμό το υ κοιτάσματος. Η υδρογεωχημεία χρησιμοποιείται κυρίως σε περιοχές που είναι δύσκολο ή αδύνατο να γίνει λήψη δειγμάτων ιζημάτων ή εδαφών.

Η γεωχημεία βλάστησης διακρίνεται στη γεωβοτανική και τη βιογεωχημεία. Η γεωβοτανική βασίζεται στην οπτική έρευνα της βλάστησης και περιλαμβάνει την μελέτη της παρουσίας ή απουσίας φυτών τα οποία είναι δείκτες ορισμένων χημικών στοιχείων , καθώς και ορισμένων χαρακτηριστικών το φυτών (γένος, χρώμα κλπ) τα οποία είναι αποτέλεσμα της παρουσίας κάποιου χημικού στοιχείου[35] .

Η γεωχημική μελέτη των αερίων βασίζεται στη χημική ανάλυση των πτητικών συστατικών τα οποία είναι δείκτες ορισμένων κοιτασμάτων .Η απελευθέρωση των πτητικών συστατικών γίνεται κυρίως με την οξείδωση των κοιτασμάτων , με τη ραδιενεργό διάσπαση και με την ηφαιστειογένεση [37]. Οι αναλύσεις αυτές πραγματοποιούνται στον αέρα της ατμόσφαιρας του εδάφους αλλά και των υδάτων .

Όταν η τεχνική αναγνώρισης επισημάνει μια ανωμαλία και εντοπίσει την πηγή της, είναι αναγκαίο να πραγματοποιηθεί λεπτομερέστερη δειγματοληψία, προκειμένου να βρεθούν περιοχές του στοιχειακού εμπλουτισμού, Εάν η φάση της αναγνώρισης περιλαμβάνει δειγματοληψία υδάτων από παρακείμενους ποταμούς ή ρεύματα, είναι πιθανό να χρειαστεί περαιτέρω δειγματοληψία από τους σχηματισμούς της λεκάνης απορροής, Στην περίπτωση του εδάφους ή των υπερκείμενων σχηματισμών , θα πρέπει να γίνει πύκνωση της δειγματοληψίας μέχρι να βρεθεί η πηγή της ανωμαλίας.

Γεωχημική έρευνα υδρογονανθράκων

Το περιεχόμενο διάφορων υδρογονανθράκων και ισοτόπων στο έδαφος ή το νερό μπορεί να μετρηθεί με πολλούς διαφορετικούς τρόπους και με μεγάλη ακρίβεια. Οι διάφοροι υδρογονάνθρακες, ορισμένα ισότοπα και όλες οι συνηθισμένες παράμετροι που χρησιμοποιούνται για τον χαρακτηρισμό των υδρογονανθράκων αντιδρούν διαφορετικά σε διάφορους τύπους διαρροής και οδηγούν σε διαφορετικές πιθανές τεχνικές που εφαρμόζονται στην επιφάνεια [24].

Υπάρχουν πολλοί και διαφορετικοί τρόποι ανίχνευσης της παρουσίας των υδρογονανθράκων στο έδαφος. Κάποιες από άυλες μετρούν απευθείας το περιεχόμενο σε ένα δείγμα εδάφους με διάφορες τεχνικές που πραγματοποιούνται στο εργαστήριο. Η πιο συνηθισμένη ίσως τεχνική που χρησιμοποιείται είναι η μέτρηση του ποσοστού των υδρογονανθράκων που απορροφούνται από το εδαφικό δείγμα ή της μικροβιακής δραστηριότητας που σχετίζεται με την παρουσία υδρογονανθράκων [24].

Η ανίχνευση των υδρογονανθράκων στην επιφάνεια μπορεί να συμβεί μέσω διαφόρων εναλλαγών στα εδάφη και τα ιζήματα κοντά στην επιφάνεια: οι διαγενετικές μεταβολές των ανθρακικών αλάτων, η παραγωγή θειωδών, η λεύκανση των κόκκινων στρωμάτων και οι μεταβολές ορυκτών μέσα στην άργιλο, είναι μερικές από τις διαδικασίες που μπορούν να παρατηρηθούν μερικές φορές με γυμνό μάτι, αλλά στις περισσότερες των περιπτώσεων αποτελούν απλά σημαντικές φυσικές αλλαγές ικανές ώστε να αποτελέσουν τη βάση για τις γεωχημικές μετρήσεις.

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων 10-15 ετών οι έρευνες και οι μελέτες έχουν επικεντρωθεί στη μικροβιακή δραστηριότητα που αναπτύσσεται στα εδάφη που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια, εξαιτίας του θεμελιώδους ρόλου που διαδραματίζουν τα μικρόβια αυτά στην οξείδωση των μεταναστευτικών υδρογονανθράκων. Με την πάροδο του χρόνου επέρχεται αυξανόμενη γνώση στο είδος αυτών των μικροβίων, σε σημείο να είναι γνωστό ακόμα και ποια μικρόβια εξειδικεύονται στην αλλοίωση συγκεκριμένων υδρογονανθράκων. Ωστόσο ούτε ο ρόλους του ούτε η επιρροή αυτών στο προς μέτρηση ποσοστό των υδρογονανθράκων είναι ακόμα πλήρως κατανοητή, με αποτέλεσμα να υπάρχουν αμφιβολίες περί ακρίβειας στις εργαστηριακές διαδικασίες που διεξάγονται στη συνέχεια [24].

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 Λογισμικό Oasis montaj Viewer

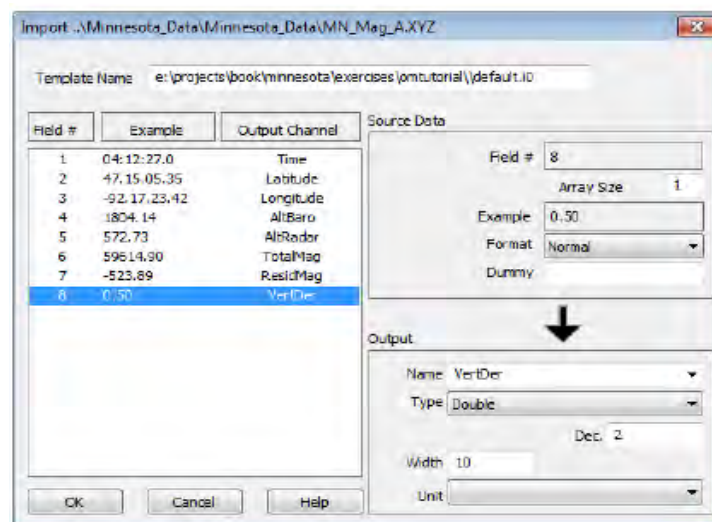
Η πρόοδος στην απόκτηση βαρυτικών και μαγνητικών δεδομένων σε συνδυασμό με την εξέλιξη του τεχνολογικού εξοπλισμού (βαρυτόμετρα, μαγνητόμετρα) που χρησιμοποιείται για την καταγραφή τους, οδήγησε σε πληθώρα πληροφοριών υψηλής ανάλυσης οι οποίες απαιτούν αποτελεσματική και μεγάλης ακρίβειας επεξεργασία. Οι μέθοδοι βαρυτικής και μαγνητικής διασκόπησης στηρίζονται σε βασικές αρχές, όπως η παρατήρηση των μεταβολών του γήινου και μαγνητικού πεδίου αντίστοιχα, και κατά συνέπεια και στις δύο τεχνικές μπορούν να εφαρμοστούν τα ίδια προγράμματα υψηλής επεξεργασίας δεδομένων [40]. Τα λογισμικά αυτά εφαρμόζονται μεταξύ άλλων σε πλέγματα δεδομένων (grid data) για τον εντοπισμό ανωμαλιών στις μετρήσεις. Ως πλέγμα δεδομένων θεωρείται ένα σύνολο υπηρεσιών που παρέχει σε άτομα ή ομάδες χρηστών τη δυνατότητα πρόσβασης, τροποποίησης και μεταφοράς εξαιρετικά μεγάλων ποσοτήτων γεωγραφικά κατανομημένων δεδομένων για ερευνητικούς σκοπούς. Το φιλτράρισμα (ενίσχυση ή καταστολή) των ανωμαλιών εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την χωρική συχνότητα των δεδομένων [40].

Το Oasis montaj Viewer είναι ένα λογισμικό ανοικτής πρόσβασης το οποίο παρέχεται από την Geosoft Inc. και επιτρέπει την επισκόπηση γεωγραφικών δεδομένων σε μορφή αρχείων Geosoft.grid(.grd) Geosoft database (.gdb). Το πρόγραμμα επίσης επιτρέπει την μετατροπή των δεδομένων και την εξαγωγή των χαρτών ως εικόνες σε διάφορες υποστηριζόμενες μορφές [40]

Το λογισμικό μπορεί να επεξεργαστεί δεδομένα μόνο σε μορφή πλέγματος για αυτό οι βαρυτικές και οι μαγνητικές μετρήσεις οι οποίες είναι συνήθως κατανεμημένες με αυθαίρετο τρόπο στην προς έρευνα περιοχή τροποποιούνται από το ίδιο το πρόγραμμα σε ένα ομοιόμορφο πλέγμα δεδομένων με χρήση σχετικής διαδικασίας (gridding process).

7.1 Επεξεργασία μαγνητικών δεδομένων

Κατά την εισαγωγή των δεδομένων συμπληρώνονται αυτόματα από το πρόγραμμα για τον κάθε σταθμό μέτρησης, όπως φαίνεται και στο παρακάτω σχήμα, κάποιες παράμετροι εκ των οποίων μερικές είναι: ο χρόνος της μέτρησης (time), το γεωγραφικό μήκος (latitude), το γεωγραφικό πλάτος (longitude), η ολική ένταση του μαγνητικού πεδίου(TotalMag) και η υπολειπόμενη ένταση του μαγνητικού πεδίου (ResiMag)

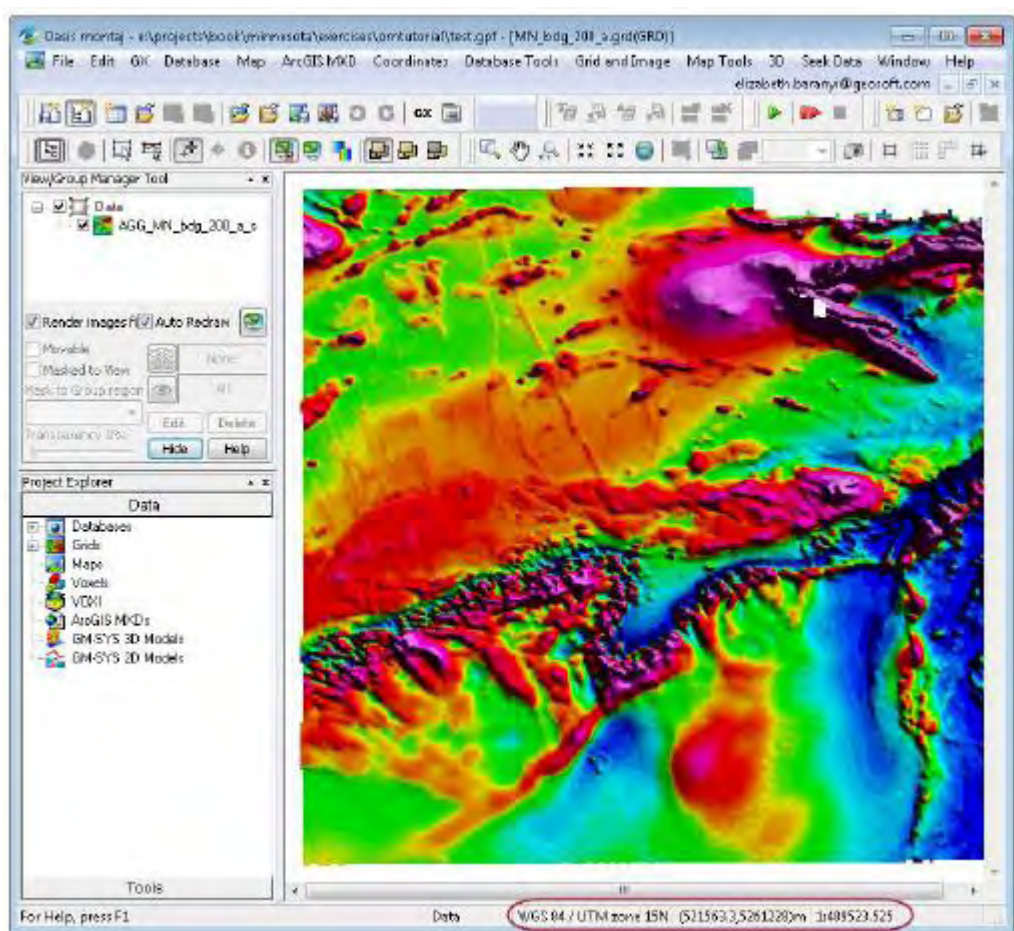


Σχήμα 7.1 Πρότυπο εισαγωγής δεδομένων[40]

Στη συνέχεια καθορίζεται η προβολή των συντεταγμένων σύμφωνα με το σύστημα (UTM: Universal Transverse Mercator) το οποίο χρησιμοποιεί ένα 2διάστατο καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων για τον προσδιορισμό των θέσεων πάνω στη Γη.

Ακολουθεί η διαδικασία μετατροπής των δεδομένων σε πλέγματα (gridding process) η οποία είναι μια πολύ συνηθισμένη μορφή της ηλεκτρονικής ανάλυσης δεδομένων καθώς με αυτή οι απαιτήσεις κατά την εισαγωγή και αποθήκευση των δεδομένων ελαχιστοποιούνται και αυτά στη συνέχεια είναι πολύ πιο εύκολο να προβληθούν σε ένα 2δδιάστα χάρτη. Πριν την επεξεργασία των δεδομένων ορίζεται ως προκαθορισμένη προεπιλογή η εμφάνιση των πλεγμάτων στη μορφή έγχρωμων σκιασμένων εικόνων [40].

Σε δεδομένα του πλέγματος τα οποία έχουν συλλεχθεί κατά μήκος κυρίως παράλληλων γραμμών μέσω αερομαγνητικών μετρήσεων ή μετρήσεων εδάφους, εφαρμόζεται συνήθως αμφίδρομη παρεμβολή. Με την προσέγγιση αυτή τα δεδομένα παρεμβάλλονται σε ίσα μεταξύ τους διαστήματα πρώτα πάνω και στη συνέχεια κατά μήκος των γραμμών της έρευνας. Με αύξηση του διαστήματος του πλέγματος πραγματοποιείται εξομάλυνση των ανωμαλιών των δεδομένων, κάτι που δεν είναι επιθυμητό στα πλαίσια υψηλής ανάλυσης [40].



Σχήμα 7.2 Αερομαγνητικά δεδομένα στα οποία έχει εφαρμοστεί αμφίδρομη παρεμβολή με ισοδιαστήματα 200 m στο πλέγμα [40]

Ως τυπική κατανομή χρωμάτων για την εμφάνιση των γεωφυσικών δεδομένων χρησιμοποιείται η παλέτα χρώματος του ουράνιο τόξου, σύμφωνα με την οποία το χρώμα μπλε αναπαριστά τις κατώτερες τιμές των μαγνητικών δεδομένων ενώ το κόκκινο χρώμα τις μέγιστες .

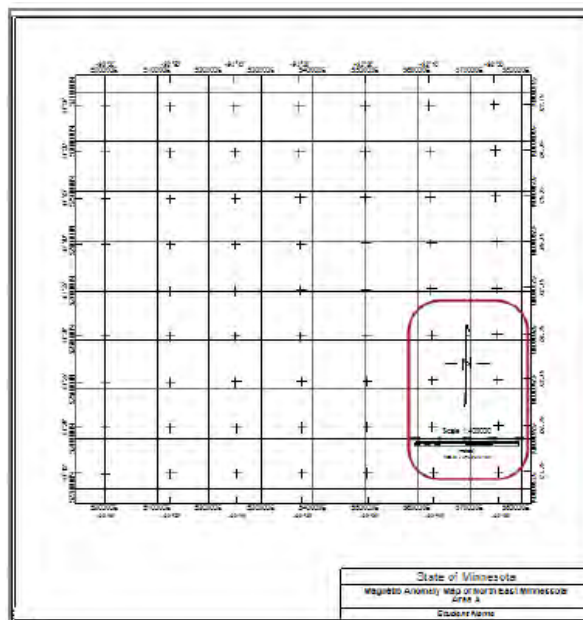
Σε αυτό το σημείο πρέπει να αναφερθεί ότι αυτού του είδους οι απεικονίσεις των ανωμαλιών δεν αναπαριστούν τους πραγματικούς χάρτες ισανώμαλων καμπυλών και προορίζονται απλά ως τεχνικές επαλήθευσης [40]. Η διαδικασία δημιουργίας αυτών εξηγείται στη συνέχεια.

Σχεδίαση χάρτη(map plotting)

Το πλέγμα (grid) αποτελεί την θεμελιώδη ποσοτική βάση για την σχεδίαση και την σύγκριση των χαρτών . Η διαδικασία σχεδίασης ξεκινά με, την δημιουργία ενός νέου, κενού χάρτη (επιθυμητό πλαίσιο βάσης:basemap) στον οποίο συμπεριλαμβάνονται οι επιθυμητές παράμετροι όπως η κλίμακα του χάρτη, οι αποστάσεις-διαστήματα από το παράθυρο εργασίας και η διεύθυνση του βορρά.

Με αυτόν τον τρόπο έχουν προς το παρόν δημιουργηθεί δύο ομαδοποιημένα σύνολα παραμέτρων : το πρώτο που περιέχει δεδομένα σύμφωνα με τις πραγματικές συντεταγμένες της Γης(Data(και το δεύτερο που περιέχει την κλίμακα, τη διεύθυνση του βορρά σύμφωνα με χάρτη-βάση (Base) .

Με χρήση κατάλληλων εντολών το πλέγμα των δεδομένων εμφανίζεται σύμφωνα με τις παραμέτρους του χάρτη. Στη συνέχεια τροποποιείται η κατεύθυνση γωνίας σκίασης(shadow angle) έτσι ώστε να τονιστούν τα επιθυμητά χαρακτηριστικά υψηλής συχνότητας. Αυτή μπορεί να τροποποιηθεί σύμφωνα και με τις γωνίες έγκλισης και απόκλισης και να μελετηθούν τα αντίστοιχα αποτελέσματα [40].



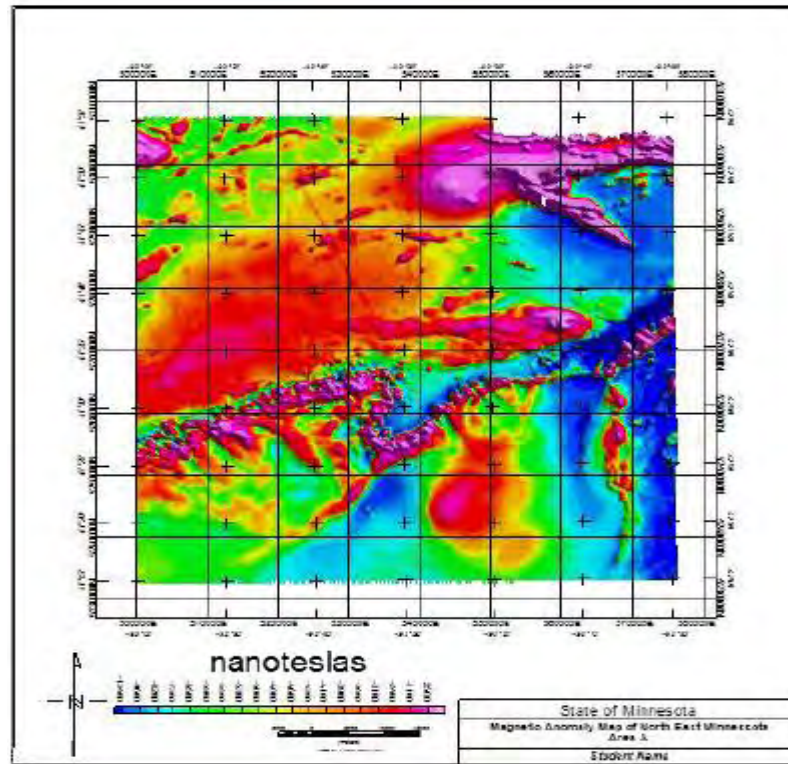
Σχήμα 7.3 Προκαταρκτικό σχέδιο χάρτη στο οποίο φαίνεται ο τίτλος, η κλίμακα, η διεύθυνση του Βορρά και η περιοχή δεδομένων (κόκκινο περίγραμμα). Οι σταυροί αναπαριστούν τις συντεταγμένες των γεωγραφικών πλατών και μηκών[40].

Γεωμαγνητικό πεδίο

Για την εκτίμηση της επίδρασης του γεωμαγνητικού πεδίου στα δεδομένα (τα οποία όπως προαναφέρθηκε αποτελούν μετρήσεις της ολικής έντασης του μαγνητικού πεδίου) το λογισμικό διαθέτει τις βάσεις δεδομένων από το 1 Διεθνές Γεωμαγνητικό Πεδίο Αναφοράς(International Geomagnetic Reference Field ,IGRF) το οποίο για κάθε χρονιά περιλαμβάνει τα στοιχεία ολικής μαγνητικής έντασης και τις τιμές των γωνιών έγκλισης και απόκλισης [40].

Φιλτράρισμα

Η διαδικασία φιλτραρίσματος των δεδομένων χρησιμοποιείται εκτενώς για την απομόνωση και την ενίσχυση των χαρακτηριστικών της ανωμαλίας ενδιαφέροντος. Αυτή επιτυγχάνεται με πληθώρα τεχνικών, κάποιες από τις οποίες έχουν ήδη αναφερθεί στο κεφάλαιο της μαγνητικής μεθόδου, γι αυτό τον λόγο θα γίνει αναφορά μόνο στη μέθοδο της αναγωγής στον πόλο(Reduction to Pole, RTP). Ουσιαστικά , το μόνο που χρειάζεται να γίνει είναι να εισαχθεί η ημερομηνία πραγματοποίησης της έρευνας και το πρόγραμμα υπολογίζει αυτόματα όλες τις απαραίτητες παραμέτρους για να γίνει η διόρθωση. Στη συνέχεια το πλέον φιλτραρισμένο πλέγμα δεδομένων προστίθεται στο χάρτη και το αποτέλεσμα φαίνεται στο παρακάτω σχήμα [40].

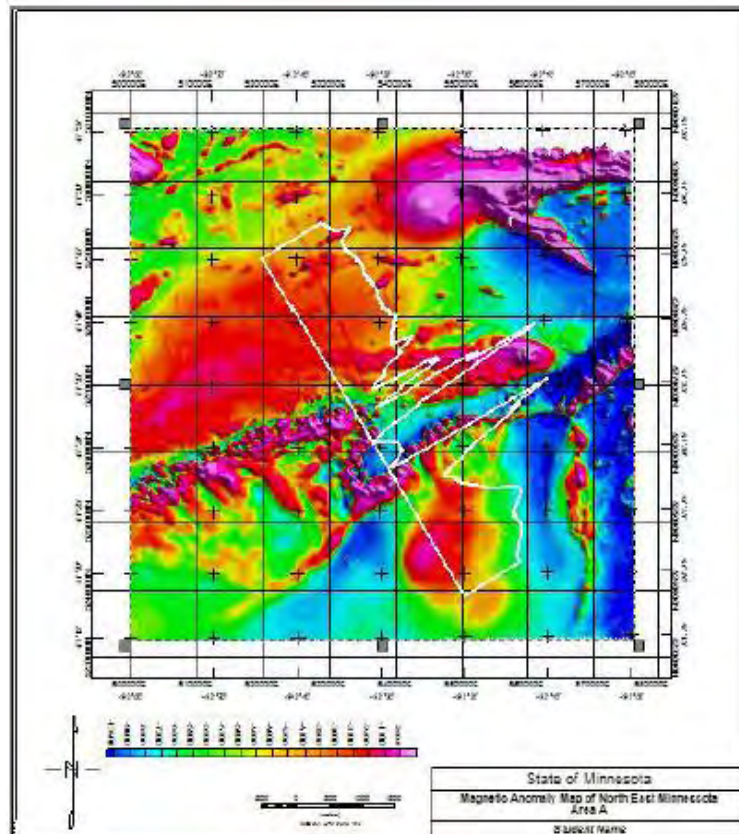


Σχήμα 7.4 Χάρτης μαγνητικής ανωμαλίας μετά από αναγωγή στον πόλο [40]

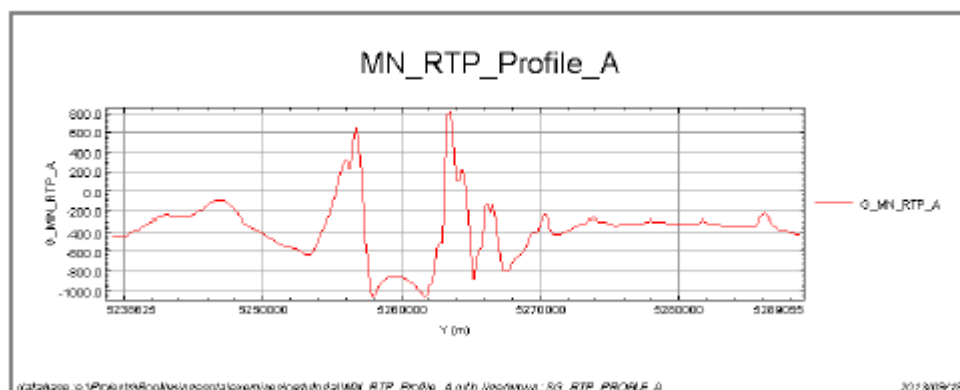
Προετοιμασία των προφίλ

Τα προφίλ που λαμβάνονται από το αρχείο πλέγματος ή κατά μήκος των γραμμών παρατήρησης (προκαθορισμένες πτήσεις αεροπλάνων ή διαδρομές πλοίων) διευκολύνουν τις διαδικασίες 2διάστατης μοντελοποίησης και ανάλυσης δεδομένων. Οι διαδικασίες αυτές βρίσκουν καλύτερη εφαρμογή όταν το προφίλ διχοτομεί μια μαγνητική ανωμαλία κατά μήκος μιας διάστασης η οποία είναι τέσσερις φορές μεγαλύτερη από τα διαστήματα των τιμών του προφίλ .

Με χρήση κατάλληλων εντολών (όπως η διεύθυνση του προφίλ, η κλίμακα και το χρώμα σχεδίασης) ένα εδαφικό προφίλ μπορεί να αναπαρασταθεί είτε πάνω στο χάρτη όπως στο σχήμα 7.5 είτε απομονωμένο από αυτόν όπως φαίνεται στο σχήμα 7.6



Σχήμα 7.5 Μαγνητικό προφίλ (σε nT) δεδομένων που έχουν υποστεί αναγωγή στον πόλο (RTP) πάνω στο χάρτη. [40]



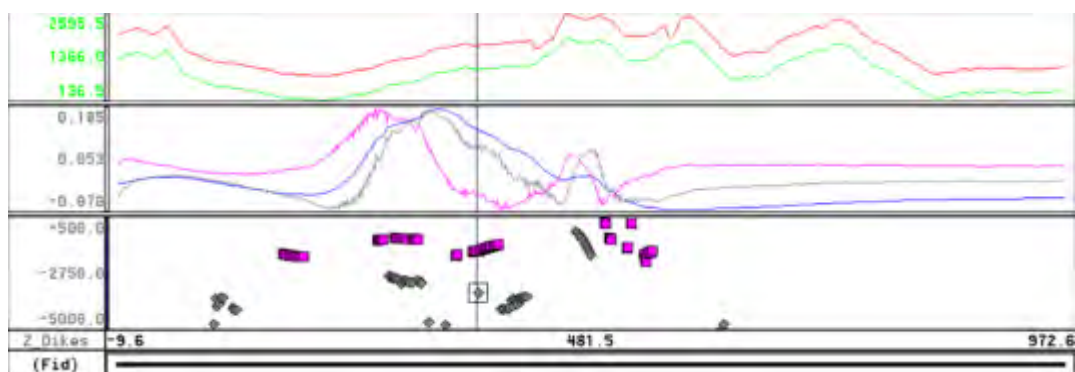
Σχήμα 7.6 Το αντίστοιχο μαγνητικό προφίλ απομονωμένα από τον χάρτη [40].

Μέθοδοι προσδιορισμού του βάθους των σωμάτων

Αφορά την λειτουργία που χρησιμοποιεί το πρόγραμμα για τον καθορισμό της θέσης (απόσταση κατά μήκος του προφίλ και βάθος), της διεύθυνσης και της έντασης (μαγνητικής επιδεκτικότητας) των υπεδάφινων σωμάτων που προκαλούν την μαγνητική ανωμαλία. Με την χρήση μεγάλων αντιθέσεων πυκνότητας μεταξύ των εδαφικών σχηματισμών, η λειτουργία αυτή μπορεί να εφαρμοστεί και σε βαρυτικά

προφίλ για τον προσδιορισμό της θέσης των σωμάτων που προκαλούν τις ανωμαλίες στο βαρυτικό πεδίο.

Η λειτουργία αυτή δίνει τη δυνατότητα εφαρμογής διάφορων τεχνικών για τον προσδιορισμό του βάθους, κάθε μία από τις οποίες παρουσιάζει πλεονεκτήματα σε συγκεκριμένες γεωλογικές καταστάσεις. Προφανώς η εφαρμογή περισσότερων από μια μεθόδους στο ίδιο προφίλ αυξάνει σε μεγάλο βαθμό την αξιοπιστία και την ακρίβεια των αποτελεσμάτων. Τα αποτελέσματα των μεθόδων αποθηκεύονται σε αρχεία δεδομένων, καθιστώντας έτσι δυνατή την αναπαράσταση των λύσεων σε προφίλ, την επεξεργασία τους και την μετατροπή τους σε 2διάστατους και 3διάστατους χάρτες [40].

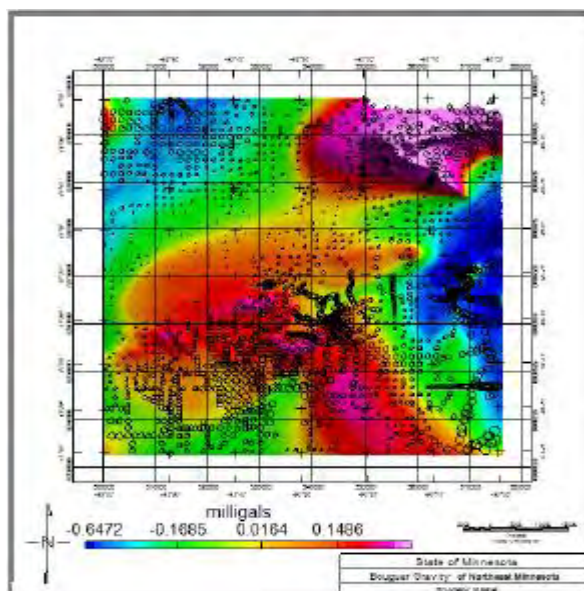


Σχήμα 7.7 Παράδειγμα καθορισμού του βάθους του μαγνητικών πηγών με επίλυση των δεδομένων με τη μέθοδο Euler [40].

7.2 Επεξεργασία βαρυτικών δεδομένων

Η διαδικασία ξεκινά με εισαγωγή στο πρόγραμμα των δεδομένων που έχουν αντληθεί από τις μετρήσεις στο πεδίο και μερικοί από τους παράγοντες που εμφανίζει το πρόγραμμα είναι το γεωγραφικό μήκος, το γεωγραφικό πλάτος και το υψόμετρο των σταθμών μέτρησης ακριβώς όπως και στην περίπτωση των μαγνητικών δεδομένων.

Στη συνέχεια, γίνεται «πιλοτάρισμα» (plot) της τοποθεσίας των σταθμών μέτρησης στο αρχείο των δεδομένων και ακολουθεί η διαδικασία μετατροπής των δεδομένων σε πλέγματα (gridding process) με κατάλληλα ισοδιαστήματα.



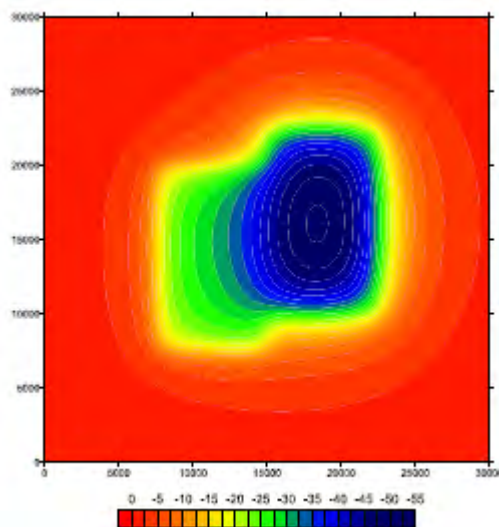
Σχήμα 7.8 Χάρτης βαρυτικών ανωμαλιών μικρής κλίμακας πάν στον οποίο φαίνονται και οι θέσεις των σταθμών μέτρησης (κύκλοι) [40]

Οι βαρυτικές ανωμαλίες είναι δυνατό να υποστούν επεξεργασία με μεθόδους που αναφέρθηκαν και στο αντίστοιχο κεφάλαιο (όπως η μέθοδος της δεύτερης παραγώγου της βαρυτικής ανωμαλίας σε σχέση με την κάθετη συνιστώσα z , η πολωνυμική προσέγγιση κ.α.) προκειμένου να γίνει διάκριση των ανωμαλιών μικρής και μεγάλης κλίμακας ανάλογα με το σκοπό της γεωφυσικής έρευνας.

Το λογισμικό “Oasis processing” που χρησιμοποιείται αποτελείται από τις εξής διαδικασίες

- Επεξεργασία των εσφαλμένων τιμών και των δεδομένων με χαμηλό σήμα θορύβου
- Γραμμική εξομάλυνση, καθώς και μικρο-εξομάλυνση σε ορισμένες περιπτώσεις.
- Πλέγμα και παραγωγή χάρτη
- Εφαρμογή διόρθωσης εδάφους

Η χρησιμότητα και η αξία του λογισμικού φαίνεται με την παρουσίαση ενός αντίστροφου προβλήματος (inverse method) κατά το οποίο υπολογίζονται από το πρόγραμμα οι βαθμίδες της βαρυτικής ανωμαλίας ενός 3διάστατου μοντέλου σε σχήμα μπλοκ (block model). Το μοντέλο αυτό αναπαριστά μια ιδεατή εδαφική δομή με κατακόρυφες πλευρές σε διαφορετικά βάθη (2km και 4km) από την επιφάνεια του εδάφους και με αντίθεση πυκνότητας από το περιβάλλον έδαφος $-0,5 \text{ gr/cm}^3$. [41]



Σχήμα 7..9 Βαρυτική ανωμαλία που προκαλείται από δύο ίδιες δομές σε διαφορετικά βάθη(2km και 4km) [41]

Όπως είναι φανερό, η πηγή που βρίσκεται πιο κοντά στο έδαφος είναι υπεύθυνη για τις μεγαλύτερες μεταβολές του βαρυτικού πεδίου (μπλε χρώμα) ενώ ο υπόγειος σχηματισμός που βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος από την επιφάνεια σχετίζεται με μικρότερες βαρυτικές ανωμαλίες (πράσινο χρώμα).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8 Συμπεράσματα

Γενικά, το βασικότερο πλεονέκτημα των γεωφυσικών μεθόδων έγκειται στο γεγονός ότι παρέχουν μια γρήγορη και σχετικά ακριβή εικόνα της δομής του υπεδάφους με χαμηλό κόστος ενώ ταυτόχρονα παρέχουν συνεχή δεδομένα και πληροφορίες σε αντίθεση με τις δειγματοληπτικών γεωτρήσεων που αναφέρονται μόνο σε ένα σημείο.

Παράλληλα, οι γεωφυσικές διασκοπήσεις, δίνουν την δυνατότητα διερεύνησης της Γης και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση, δυνατότητα που δεν έχουν άλλοι κλάδοι των γεωεπιστημών ή έχουν σε πολύ μικρότερο βαθμό [14]. Συνίσταται, δηλαδή, η εκτέλεση ορισμένου αριθμού μετρήσεων, οι οποίες διενεργούνται συνήθως στην επιφάνεια της Γης ή από αέρος ή ακόμη και εντός γεωτρήσεων. Συνεπώς, η μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης γίνεται σχεδόν αποκλειστικά με την χρήση γεωφυσικών μεθόδων και η σημασία της γεωφυσικής διασκόπησης στην προσπάθεια εντοπισμού γεωλογικών δομών οικονομικής σημασίας (υδρογονάνθρακες) αυξάνει συνεχώς.

Κατά την πραγματοποίηση των γεωφυσικών διασκοπήσεων δεν απαιτείται παρέμβαση επί του εδάφους (εκσκαφή, διάτρηση, κ.α.) γι αυτό και οι μέθοδοι που

χρησιμοποιούνται ονομάζονται ‘‘μη καταστροφικές’’ και είναι συνεπώς φιλικές προς το περιβάλλον [

Η μαγνητική μέθοδος είναι πολυπλοκότερη της βαρυτικής, διότι η φυσική σταθερά η οποία καθορίζει τη μαγνητική κατάσταση του σώματος, δηλαδή η *ένταση μαγνήτισης*, είναι διανυσματική ποσότητα με μέγεθος και διεύθυνση, ενώ η αντίστοιχη σταθερά στη βαρυτομετρική μέθοδο, η πυκνότητα, είναι μονόμετρο μέγεθος.

Ωστόσο, η ερμηνεία των μαγνητικών μεθόδων είναι πιο εύκολη σε σχέση με τα βαρυτικά δεδομένα που επηρεάζονται από (α) στο σχήμα της Γης, (β) το υψόμετρο του σημείου μέτρησης, (γ) την μορφολογία του εδάφους κοντά στο σημείο μέτρησης, (δ) τα παλιρροϊκά φαινόμενα, δηλαδή την έλξη της Γης από τον Ήλιο και τη Σελήνη (ε) και την ακρίβεια το ίδιου το οργάνου

Οι διορθώσεις των μετρήσεων είναι πιο περίπλοκες και πιο σημαντικές στη περίπτωση της βαρυτομετρικής διασκόπησης συγκριτικά με τη μαγνητική ή οποιαδήποτε άλλη γεωφυσική μέθοδο. Η διεξαγωγή της μελέτης στη περίπτωση της βαρυτομετρίας είναι ακριβότερη από την μαγνητομετρία και η έρευνα στο πεδίο απαιτεί περισσότερο χρόνο και εξειδικευμένο προσωπικό [18].

Οι αερομαγνητικές διασκοπήσεις υπερτερούν έναντι των μαγνητικών μετρήσεων εδάφους, καθώς προσφέρουν πλεονεκτήματα όπως:

- Η ταχύτητα της εκτέλεσης των εναέριων μαγνητικών ερευνών είναι μεγάλη, δεδομένου ότι διεξάγονται με αεροπλάνο ή ελικόπτερο
- Η μέθοδος αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε απρόσιτες περιοχές, στις οποίες η επί του εδάφους εργασία είναι πολύ δύσκολη και ενίοτε αδύνατη
- Στην περίπτωση της διασκόπησης μεγάλων εκτάσεων, το κόστος της ανά τετραγωνικό χιλιόμετρο μετρήσεων μειώνεται σημαντικά, διότι τα γενικά έξοδα της μελέτης παραμένουν σχεδόν τα ίδια σε εκτάσεις πολλαπλάσιου μεγέθους
- Η πιθανότητα διαταραχής του γήινου μαγνητικού πεδίου είναι μικρότερη

Καμία από τις δύο γεωφυσικές μεθόδους που ερευνήθηκαν στην παρούσα εργασία, δεν μπορεί να αντικαταστήσει την μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης που χρησιμοποιείται στην πλειοψηφία των περιπτώσεων για τον εντοπισμό συγκεντρώσεων υδρογονανθράκων. Είναι προτιμότερο να διεξαχθεί ως συμπέρασμα ότι οι αυτές οι τεχνικές χρησιμοποιούνται συνδυαστικά με την σεισμική γεωφυσική

διασκόπηση και τα αποτελέσματα που προκύπτουν αποτελούν προκαταρκτικά στοιχεία μελέτης για τη διεξαγωγή επιτυχών γεωτρήσεων στη συνέχεια.

Η επιφανειακή γεωχημεία διεξάγεται και αυτή ως συμπληρωματικό στάδιο της γενικότερης έρευνας των υδρογονανθράκων και κυρίως όταν δεν μπορούν να εφαρμοστούν γεωφυσικές διασκοπήσεις λόγω του τοπικού ανάγλυφου. Καθώς κατά την διεξαγωγή αυτής, πραγματοποιείται δειγματοληψία από το εδαφικό υπόβαθρο, υπάρχει περίπτωση αλλοίωσης των «καρότων» γεγονός που μειώνει την ακρίβεια των αποτελεσμάτων αν δεν γίνουν επαναλαμβανόμενες μετρήσεις και στατική ανάλυση αυτών. Στις γεωφυσικές μεθόδους δεν χρησιμοποιούνται ιδιαίτερα στατιστικές αναλύσεις.

Οι γεωχημικές μέθοδοι είναι ιστορικά νεότερες των γεωφυσικών(ειδικότερα της μαγνητικής διασκόπησης) ωστόσο σύμφωνα με τους Halfdan και Carstens (2008) υπάρχει συνεχές και αναπτυσσόμενο ενδιαφέρον σχετικά με την επιφανειακή γεωχημεία όχι μόνο από μεγάλες, αλλά και από μικρότερες ή μεσαίες εταιρίες που ασχολούνται με την έρευνα υδρογονανθράκων. "Επίσης, ένας συνδυασμός με μετρήσεις της ροής θερμότητας που λαμβάνονται ταυτόχρονα με τη γεωχημική διοχέτευση σε παρθένες περιοχές θα προσδώσει πρόσθετη αξία σε τέτοιες μελέτες".

Ο όγκος των προς ανάλυση δεδομένων κατά την πραγματοποίηση της επιφανειακής γεωχημείας αποτελεί σίγουρα κρίσιμη παράμετρο για την ακρίβεια και την αποτελεσματικότητα της τεχνικής αυτής, ακριβώς όπως το ίδιο ισχύει και για τις άλλες μεθόδους που χρησιμοποιούνται για τον εντοπισμό υδρογονανθράκων. Τα εμπειρικά αποτελέσματα που διεξάγονται μέσω αυτής θα πρέπει πάντοτε να συνδέονται με αντίστοιχα αποτελέσματα και άλλων ερευνών. Κατά την πραγματοποίηση λοιπόν της γεωχημικής μεθόδου για την χερσαία αναζήτηση υδρογονανθράκων, σκοπός δεν είναι η αντικατάσταση των δεδομένων που προέρχονται από την χρήση άλλων γεωφυσικών μεθόδων (όπως η σεισμική ανάκλαση, η βαρυτική και η μαγνητική διασκόπηση) αλλά η προσθήκη επιπρόσθετων σε αυτές στοιχείων [24].

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9 Βιβλιογραφία/Ιστογραφία

- [1] A. Fagan, 1991, *An introduction to the petroleum industry*, Department of Mines and Energy of the Government of Newfoundland and Labrador, 1-20
- [2] Ι.Πυλιώτης, 2011,. Διπλωματική εργασία: *Ιζηματολογική και Γεωχημική Μελέτη του σχηματισμού Μετόχια*, Πάτρα
- [3] Β.Συμεού, Διπλωματική εργασία: *Δυνατότητα ανάπτυξης πεδίων υδρογονανθράκων στα νότια παράλια της Κύπρου*, Πάτρα
- [4] G.V. Chilingar, L.A. Buryakovsky, N.A. Eremenco & M.V. Gorfunkel, 2005, *Geology and geochemistry of oil and gas*. Elsevier B.V, 52, 390. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- [5] Χ. Μπογάτσας. Διπλωματική εργασία Περιγραφή διάφορων τύπων εξεδρών άντλησης πετρελαίου και ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τους, Θεσσαλονίκη
- [6] Δ. Μπελιβάνη, 2015, Διπλωματική εργασία: *Ιζηματολογική και γεωχημική ανάλυση-Δυναμικό γένεσης υδρογονανθράκων στο νότιο τμήμα της κεντρικής Κρήτης*, Πάτρα
- [7] Β.Βυθούλκας, 2016 Διπλωματική εργασία: *Πετρέλαιο- Εξόρυξη &Διύλιση*, Πάτρα
- [8] Θ. Δούτσος, 2000, *Γεωλογία: Αρχές και Εφαρμογές*, 421 σελ.,ISBN 960-7901-21-5, Εκδόσεις Leader Books, Αθήνα
- [9] <https://repository.kallipos.gr>(χρόνος προσπέλασης Ιούνιος 2018)
- [10] Δ. Δεληκαράογλου, (2014). Γεωφυσικές Διασκοπήσεις – Βαρυτημετρία (Lecture Notes, in Greek; Geophysical Exploration - Gravity Methods), (June),Αθήνα
- [11] Α. Γανταδάκη, 2012, Διπλωματική εργασία: *Γεωφυσική Διασκόπηση με τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας σε χώρο ανέγερσης των κτιριακών εγκαταστάσεων του τμήματος του πολυτεχνείου Κρήτης*, Χανιά
- [12] Β.Κ. Παπαζάχος, 1996, *Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική*, 322 σελ., ISBN 960-431-359-2, Εκδόσεις Ζήτη , Θεσσαλονίκη
- [13] Ε.Α. Κωστήνης, 2011, Διπλωματική εργασία: *Εντοπισμός και χωρική αποτίμηση μεταλλοφόρων ζωνών με την χρήση γεωφυσικών μεθόδων*, Καβάλα
- [14] Α. Ρόκκα, 1985, Διπλωματική εργασία: *Γεωφυσική διασκόπηση της περιοχής Λουτρακίου-Σουσακίου*, Θεσσαλονίκη

- [15] S.Gandi, B.Sarkar, 2016, *Chapter 5: Geophysical Exploration, Essentials of Mineral Exploration and Evaluation*, Sciencedirect, 97-123
- [16] N.O Mariita, 2007, *The gravity method*. Short Course II on Surface Exploration for Geothermal Resources, 1. Retrieved from http://geoinfo.nmt.edu/geoscience/projects/astronauts/gravity_method.htm
- [17] G.R. Foulger C. Parce, 1926, *The gravity anomaly in large oil and gas reservoirs*. Geophysical methods in geology
- [18] R.E. Telford, TW. M Geldart, L.P. Sheriff, 2004 *Applied geophysics Second Edition*, 760, ISBN 0-151-32693-1, ISBN 0-521-33938-3, Cambridge University press
- [19] L.N Hand, J.D. Finch, 1998, *Analytical Mechanics*, Cambridge University Press
- [20] P. Kearey, M. Brooks, I Hill, 1986, *An introduction to geophysical Exploration, Third edition*, Blackwell Science
- [21] Γ. Αποστολόπουλος, 2013, *Σημειώσεις Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής*, Αθήνα
- [22] https://www.eoas.ubc.ca/ubcgif/iag/methods/meth_4/gravity.pdf, Διάστημα προσπέλασης Ιούνιος 2018
- [23] A. A Kaufman, R. O. Hansen, 2007, *Principles of the Gravitational method, Methods in geochemistry and geophysics*, Elsevier
- [24] T.M Rasmussen & L.Thorning, 2012, *Review of selected non-seismic-method for onshore hydrocarbon exploration Danmark*
- [25] Ι.Φ.Λουής, 2002, *Βαρυντική Διασκόπηση*
- [26] Debasis Saha, 2004, *Petroleum exploration and global oil scenario*, Petroleum exploration and production, 29-36
- [27] Domra Kana, Janvier Djongyang, Noël Raïdandi, Danwe Njandjock Nouck, Philippe Dadjé, Abdouramani, 2015, *A review of geophysical methods for geothermal exploration*, Renewable and Sustainable Energy Reviews. Elsevier, 29-36
- [28] Jose Rivas, 2009, *Gravity and magnetic methods*, Geothermal training programme, United Nations University, 1-13
- [29] Marescott, 2013, *Gravity Surveying*, Short course II on Surface Exploration for Geothermal Resources, 5–8. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-022072-7.50012-7>
- [30] Chen Xiaohong, Liu Zhan, Zhang Gang and Wang Zhimin, (2012) *The Gravity Anomaly in Large Oil and Gas Reservoirs*

- [31] M.N. Nabighian, V.J.S.Grauch, R.O. Hansen, T. R. LaFehr, Y.Li1, J.W. Peirce, J. D. Phillips, and M. E. Rude, 2005, *75th Anniversary The historical development of the magnetic method in exploration*, *Geophysics*, 70(6), 63ND.
<https://doi.org/10.1190/1.2133785>
- [32] M.Mohammadzadeh Moghaddam, M. Darijani, 2008, *Applications of Magnetic Methods in Hydrocarbon Exploration*
- [33] N.O. Mariita, 2008, *The Magnetic Method*, Surface Exploration for Geothermal Resources Short Course II, 1–8. <https://doi.org/doi:10.1201/b19255-6>
- [34] Ι.Τσουρούλα, Α.Μάρκος, 2008, Διπλωματική εργασία: *Επεξεργασία και ερμηνεία των γεωφυσικών δεδομένων από την έρευνα στον αρχαιολογικό χώρο του ιερού του Ποσειδώνα στη Καλλαύρεια, Χανιά*
- [35] Ε.Τσακαλάκη, Ε.Τσισκάκη, 2009, Διπλωματική εργασία: *Γεωφυσικές μετρήσεις στην περιοχή Φέρες Βόλου*
- [36] Ken E Peters, Martin G Fowler, 2002, *Applications of petroleum geochemistry to exploration and reservoir management*, *Organic Geochemistry*, 33(1), 5–36.
[https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(01\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(01)00125-5)
- [37] Ανέστης Α. Φιλιππίδης, Βασίλης Ι. Μέλφος, 2012, *Γεωχημεία*, Θεσσαλονίκη
- [38] Steven A. Tedesco, 1996, *Surface geochemistry in petroleum exploration*, *Geological Magazine*, (Vol. 133). <https://doi.org/10.1017/S0016756800008827>
- [39] Bjorlykke, Knut, 2010, *Petroleum Geoscience from Sedimentary Environments to Rock Physics – Second Edition*, *Petroleum Geoscience*,
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-02332-3>
- [40] Halfdan Carstens, 2008, *Finding Oil-Using Geochemistry* <https://www.geoexpro.com>., Διάστημα προσπέλασης Ιούνιος 2018
- [41] W.J. Hinze, R.R.B. von Frese, and A.H. Saad, 2013, *Oasis montaj Tutorial For Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practices, and Applications*, Cambridge University Press, ISBN: 978-0-521-87101-
- [42] Hendra Grandis, Darharta Dahrin, 2017, *The Utility of Free Software for Gravity and Magnetic Advanced Data Processing*, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science
- [43] <http://www.geology.upatras.gr/> (χρόνος προσπέλασης Ιούνιος 2008)