



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ - ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ

Σπουδαστής: Κοσιάδης Κωνσταντίνος

Θέμα εργασίας: Έρευνα Υπεδάφους με Μεθόδους Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η επιστήμη της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής αναλύει και χρησιμοποιεί φυσικά φαινόμενα που υφίστανται ή δημιουργούνται στη γη, κάνει μετρήσεις χαρακτηριστικών μεγεθών αυτών στην επιφάνεια, στον αέρα ή μέσα στη γη και αποτυπώνει την μορφή του υπεδάφους σε χώρους που χαρακτηρίζονται από συγκεκριμένες φυσικές ιδιότητες.

Φυσικά φαινόμενα είναι η βαρύτητα, ο μαγνητισμός, ο ηλεκτρισμός, ο ηλεκτρομαγνητισμός, η διάδοση των σεισμικών κυμάτων.

Φυσικές ιδιότητες αντίστοιχα είναι η πυκνότητα, η μαγνητική επιδεκτικότητα, η αγωγιμότητα ή το αντίστροφό της η ειδική αντίσταση, η διηλεκτρική σταθερά, η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Θα αναφερθούμε στις παρακάτω γεωφυσικές μεθόδους:

1. Σεισμική Μέθοδο που ασχολείται με την διάδοση των σεισμικών κυμάτων στο υπέδαφος, την ανάλυση του σεισμικού σήματος και την αποτύπωση του υπεδάφους σε χώρους διαφορετικής σεισμικής ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων. Θα ασχοληθούμε και με τις δύο σεισμικές μεθόδους: σεισμικής ανάκλασης και σεισμικής διάθλασης.
2. Βαρυτομετρική Μέθοδο που ασχολείται με την ανάλυση του βαρυτικού πεδίου της γης και την αποτύπωση του υπεδάφους σε χώρους διαφορετικής πυκνότητας.
3. Μαγνητική Μέθοδο που ασχολείται με την ανάλυση του γεωμαγνητικού πεδίου της γης και την αποτύπωση του υπεδάφους σε χώρους διαφορετικής μαγνητικής διαπερατότητας.
4. Ηλεκτρική Μέθοδο που ασχολείται με την ανάλυση της διάδοσης του ρεύματος στη γη ή φυσικών δυναμικών στη γη και την αποτύπωση του υπεδάφους σε χώρους διαφορετικής αγωγιμότητας ή του αντιστρόφου της, ειδικής αντίστασης.
5. Μέθοδος Γεωραντάρ που ασχολείται με την διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων στο υπέδαφος, την ανάλυση του ηλεκτρομαγνητικού σήματος και την αποτύπωση του υπεδάφους σε χώρους διαφορετικής ηλεκτρικής διαπερατότητας και αγωγιμότητας.

1. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ

Οι σεισμικές μέθοδοι είναι αυτές που κυριαρχούν όχι μόνο στις έρευνες για πετρέλαιο αλλά και για το καθορισμό του βραχώδους υποβάθρου όταν πρόκειται για σπουδαίες κατασκευές, όπως φράγματα, γέφυρες, δρόμους.

Όταν πραγματοποιείται ένας σεισμός σαν αποτέλεσμα της διάρρηξης ενός πετρώματος, τα τμήματα του πετρώματος που μετακινούνται το ένα σχετικά με το άλλο δημιουργούν τα σεισμικά κύματα που, αρχίζοντας από το σημείο της διάρρηξης, την "εστία", διαδίδονται προς όλες τις κατευθύνσεις. Αυτά καταγράφονται από ειδικές διατάξεις, τους σειсмоγράφους. Μελετώντας τώρα τις αναγραφές, σειсмоγραφήματα, μπορούμε να βγάλουμε συμπεράσματα για τη φύση των πετρωμάτων μέσα από τα οποία ταξίδεψαν τα κύματα.

Την ίδια τεχνική ακολουθούμε και στις σεισμικές μεθόδους διασκόπησης. Η μόνη διαφορά είναι ότι οι πηγές ενέργειας δεν είναι σεισμοί αλλά ελεγχόμενες τεχνικές πηγές. Σαν τέτοιες μπορεί να είναι είτε εκρήξεις, είτε βάρη που πέφτουν από κάποιο ύψος κ.α. Γνωρίζοντας τη θέση της πηγής, τη στιγμή της έναρξης γένεσης του σήματος και την απόσταση πηγής-δέκτη, μπορούμε να ερμηνεύσουμε τις αναγραφές με μεγαλύτερη ακρίβεια, αφού αποφεύγουμε τα σφάλματα που περιέχονται στους υπολογισμούς της θέσης της εστίας και του χρόνου έναρξης που είναι άγνωστα όταν πρόκειται για σεισμούς.

ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

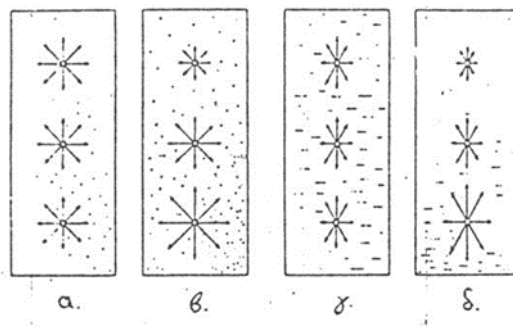
Ελαστικές Σταθερές

Οι σεισμικές μέθοδοι βασίζονται πάνω στη διάδοση των κυμάτων σε ελαστικό μέσο. Για να κατανοήσουμε τη συμπεριφορά των σεισμικών κυμάτων που διαδίδονται μέσα στα πετρώματα είναι αναγκαίο πρώτα να ορίσουμε τα μεγέθη που περιγράφουν τις ελαστικές ιδιότητες του μέσου.

Ένα ελαστικό μέσο ορίζεται ως

- **Ισότροπο** όταν σεκάθε σημείο του όλα τα ανύσματα σεισμικής ταχύτητας έχουν το ίδιο μέτρο ανεξαρτήτου φοράς.
- **Ομοιογενές** όταν σε όλα τα σημεία του έχουμε ίσα ανύσματα σεισμικής ταχύτητας (ίδια ταχύτητα ανεξαρτήτου βάθους)

Για να απλοποιήσουμε την περιγραφή της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων δεχόμαστε ότι το μέσο διάδοσης είναι ομοιογενές και ισότροπο, δηλαδή η διάδοση των σεισμικών ακτίνων είναι η ίδια ανεξάρτητα κατεύθυνσης και θέσης μέσα στο μέσο.



Σχήμα 1.1.

Το σχήμα 1.1 δείχνει τέσσερις διαφορετικές περιπτώσεις πετρωμάτων δηλ. ισότροπο και ομοιογενές (α), ισότροπο και ανομοιογενές (β), ανισότροπο και ομοιογενές (γ) και τέλος ανισότροπο και ανομοιογενές (δ).

Οι ελαστικές ιδιότητες ενός μέσου περιγράφονται από συγκεκριμένες ελαστικές σταθερές που καθορίζουν τη σχέση μεταξύ των διαφόρων τύπων **τάσεων (stresses)** και **παραμορφώσεων (strains)**.

Τάση (stress) είναι το μέτρο της δύναμης ανά μονάδα επιφάνειας (F/A) που σχετίζεται με μία

ελαστική παραμόρφωση. Έχουμε **τάση συμπίεσης** ή **τάση εφελκυσμού** όταν η δύναμη ενεργεί κάθετα προς την επιφάνεια ή αντίθετα, αντίστοιχα. Όταν η δύναμη διευθύνεται παράλληλα προς την επιφάνεια τότε έχουμε την **διατμητική τάση**.

Το αποτέλεσμα της εφαρμογής μιας τάσης είναι η ελαστική παραμόρφωση του σώματος. Ένα μέτρο της παραμόρφωσης είναι η **ανηγμένη παραμόρφωση (strain)** που μπορεί να είναι είτε επιμήκυνση ή επιβράχυνση ($\Delta L/L$) είτε διαστολή ή συστολή ($\Delta V/V$). Δηλαδή είναι η παραμόρφωση ανά μονάδα μήκους ή όγκου.

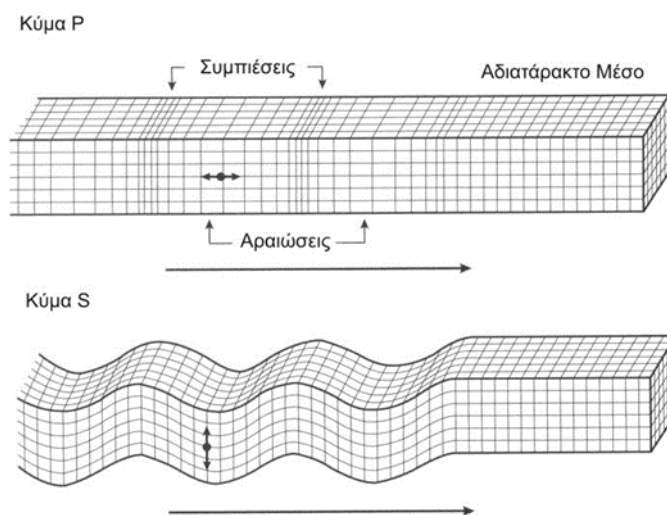
Σύμφωνα με το **νόμο του Hooke**, " μέσα στα όρια της ελαστικότητας, η παραμόρφωση (strain) που προκαλείται από ορισμένη τάση (stress) είναι ανάλογη της τάσης που την προκάλεσε".

Ελαστικά κύματα.

Αν μία τάση εφαρμοστεί ξαφνικά πάνω σ' ένα ελαστικό σώμα (όπως όταν το χτυπάμε με ένα σφυρί) τότε η αντίστοιχη μεταβολή στην παραμόρφωση διαδίδεται με μορφή ελαστικών κυμάτων.

Έχουμε δύο βασικούς τύπους κυμάτων, τα κύματα χώρου και τα επιφανειακά κύματα.

Κύματα χώρου.



Σχήμα 1.2

Κάθε ελαστικό μέσο μπορεί να υποστεί δύο είδη παραμορφώσεων: συμπιεστική και εφελκυστική. Έτσι όλα τα ελαστικά κύματα με τα οποία ασχολείται η σεισμολογία είναι βασικά: **επιμήκη** (συμπίεση ή αραιώση) και **εγκάρσια**.

Η βασική διαφορά μεταξύ των δύο τύπων είναι ότι τα πρώτα περιέχουν μεταβολή όγκου χωρίς περιστροφή των ελαστικών υλικών στοιχείων του, ενώ τα δεύτερα περιέχουν περιστροφή χωρίς μεταβολή όγκου.

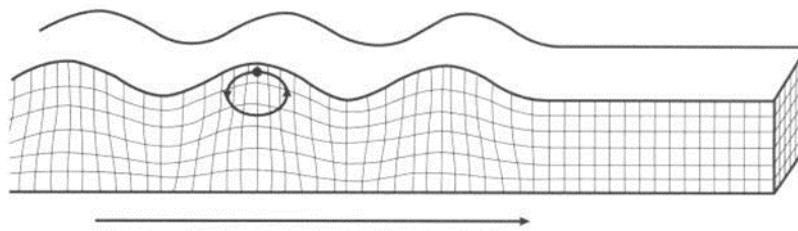
Στα **επιμήκη (longitudinal) ή κύματα P**, τα μόρια της ύλης κινούνται κατά τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος με διαδοχικές συμπίεσεις και αραιώσεις, όπως στα ηχητικά κύματα. Στα **εγκάρσια κύματα (shear) ή κύματα S**, η κίνηση των μορίων είναι κάθετη προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (όπως τα κύματα που προέρχονται από τη δόνηση του ελατηρίου, σχήμα

Επιφανειακά κύματα.

Εκτός από τα κύματα χώρου που διαδίδονται μέσα σε ένα ελαστικό μέσο, υπάρχουν και κύματα που διαδίδονται κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας του ελαστικού μέσου.

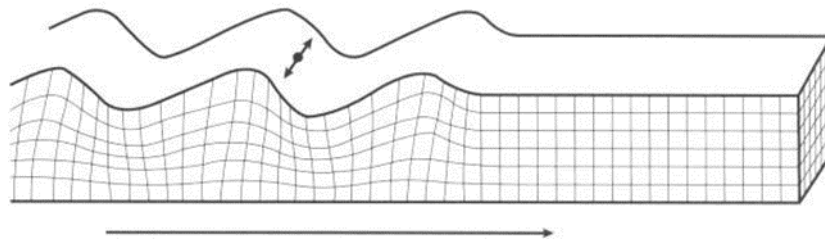
Υπάρχουν δύο είδη επιφανειακών κυμάτων:

α) Κύματα Rayleigh. Σ' αυτά η κίνηση των μορίων είναι συνδυασμός επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων με αποτέλεσμα να έχουμε ελλειπτική κίνηση. Η φορά της κίνησης είναι τέτοια ώστε η εφαπτομένη στο κάτω σημείο της έλλειψης να έχει τη φορά της διεύθυνσης διάδοσης του κύματος. Στο σχήμα 1.3 φαίνεται σχηματικά η κίνηση των κυμάτων Rayleigh. Η ταχύτητά τους είναι περίπου $0.9V_S$.



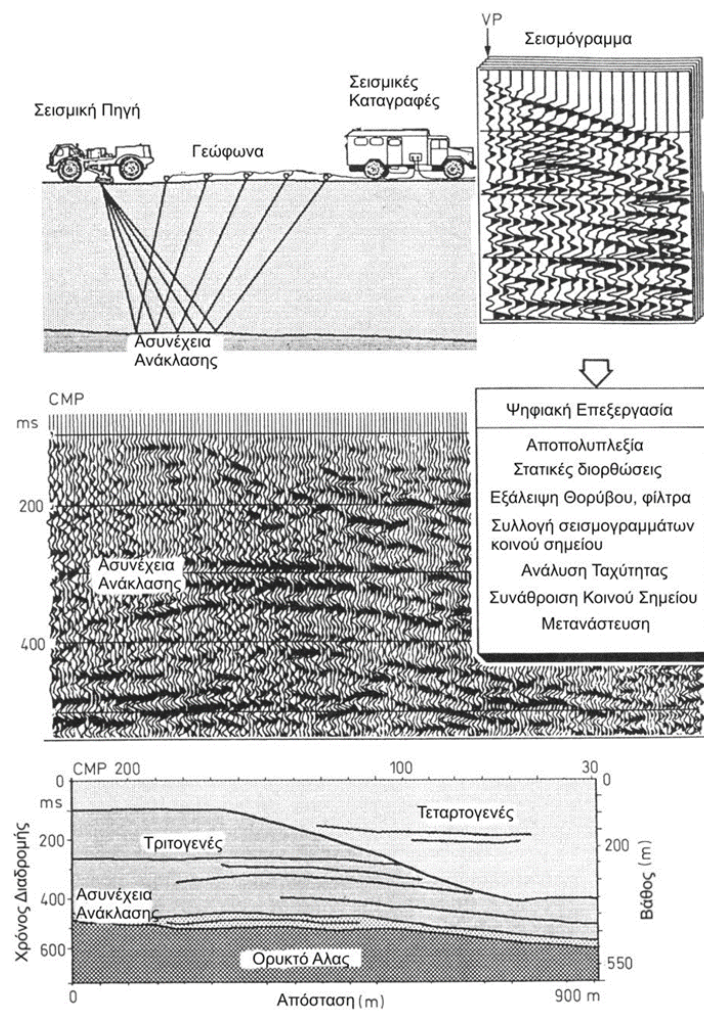
Σχήμα 1.3

β). Κύματα Love. Σε αντίθεση με τα κύματα Rayleigh που μπορούν να διαδίδονται κατά μήκος επιφάνειας ομοιογενούς υλικού, για να υφίστανται κύματα Love πρέπει απαραίτητα να έχουμε μη ομοιογενή υλικά, δηλαδή πρέπει να υπάρχει επιφανειακό στρώμα μικρής ταχύτητας που να βρίσκεται πάνω από στρώμα μεγαλύτερης ταχύτητας. Τα κύματα Love διαδίδονται οριζόντια σε ένα επιφανειακό στρώμα όπου η κίνηση των μορίων είναι οριζόντια και εγκάρσια ως προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Το σχήμα 1.4 περιγράφει μια τέτοια κίνηση. Συμπερασματικά θα μπορούσαμε να πούμε ότι τα κύματα Love είναι κύματα S οριζόντια πολωμένα (SH). Σαν τέτοια δεν διαδίδονται στα υγρά, όπως τα S, αλλά και δεν καταγράφονται από κατακόρυφης συνιστώσας φωρατές μιας και δεν έχουν τέτοια συνιστώσα



Σχήμα 1.4

ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ



Σχήμα 1.5

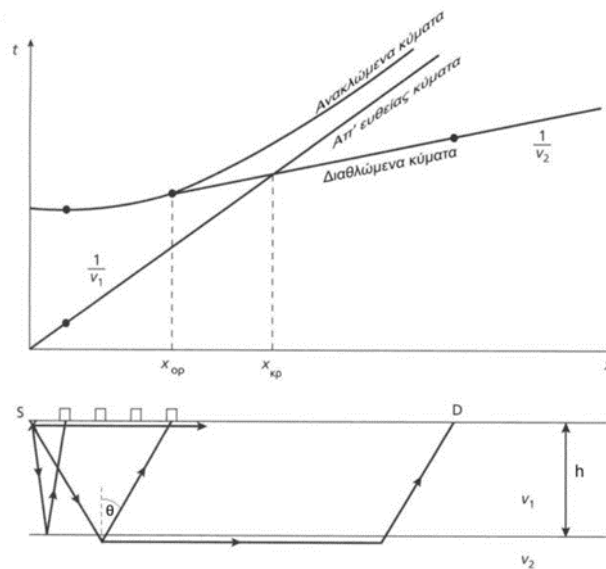
Οριζόντια ασυνέχεια ανάκλασης.

Ας υποθέσουμε ότι έχουμε μία οριζόντια ασυνέχεια σε βάθος h , που διαχωρίζει δύο γεωλογικούς σχηματισμούς με σεισμικές ταχύτητες V_1, V_2 (σχήμα 1.6).

θ : ορική γωνία

x_{op} : ορική απόσταση

x_{kp} : κρίσιμη απόσταση (Σχήμα 1.6 α)



Σχήμα 1.6 α

Κύματα ανάκλασης:

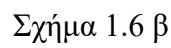
Από το τρίγωνο SIR (σχήμα 1.6 β): $(IR)^2 = (SR)^2 + (SI)^2 \Rightarrow$

$$(V_1 T_1)^2 = x^2 + (2h)^2 \Rightarrow$$

$$T_1 = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + (2h)^2}$$

(T_1 είναι ο ολικός χρόνος διαδρομής ενός σεισμικού κύματος που ξεκινά από την σεισμική πηγή S , ανακλάται στην ασυνέχεια και καταγράφεται στο γεώφωνο που βρίσκεται στην θέση R).

για $x=0$ ο χρόνος κατακόρυφης ανάκλασης, t_0 δίνεται από τον τύπο: $t_0 = 2h/V_1$



Όταν η σεισμική ακτίνα προσπέσει στη σεισμική ασυνέχεια με γωνία πρόσπτωσης ίση ή μεγαλύτερη της ορικής γωνίας θ ($\sin\theta=V_1/V_2$) τότε έχουμε κύματα από διάθλαση.

Κρίσιμη απόσταση (x_{cr}) είναι η απόσταση μετά την οποία τα κύματα από διάθλαση προηγούνται των απευθείας κυμάτων.

2 ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ.

Εισαγωγή.

Στη βαρυτομετρική μέθοδο μετρώνται μεταβολές της επιτάχυνσης της βαρύτητας (g).

$$g = G \cdot (M/r^2)$$

όπου M ή μάζα της Γης θεωρούμενης ως ομογενούς σφαίρας

G η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας ($6,672 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{gr sec}^2$ στο σύστημα CGS)

Στη βαρυτομετρική διασκόπηση ως μονάδα μέτρησης της επιτάχυνσης της βαρύτητας (g) χρησιμοποιείται το **1gal** ($=1\text{cm/sec}^2$) που λόγω του μεγάλου μεγέθους του συνηθέστερα χρησιμοποιείται το **1mgal** ($=10^{-3} \text{ cm/sec}^2$) και το **1gu** (gravity unit) με **1mgal** = 10 **gu**.

Η επιτάχυνση της βαρύτητας πέραν του υψομέτρου, του γεωγραφικού πλάτους και των παλιρροιακών φαινομένων εξαρτάται άμεσα και από την πυκνότητα διάφορων σχηματισμών του υπεδάφους και την απόστασή τους r από την επιφάνεια του εδάφους

Γνωρίζοντας λοιπόν τις συνήθεις πυκνότητες γεωλογικών σχηματισμών και ενδεχομένως πραγματοποιώντας δειγματοληπτικές γεωτρήσεις, ώστε να γνωρίζουμε τι αναμένεται να εμφανιστεί, ανιχνεύουμε και σχηματίζουμε εικόνα του υπεδάφους μιας περιοχής εντοπίζοντας σχηματισμούς συγκεκριμένης πυκνότητας όπως π.χ. μεταλλοφόρες φλέβες με υψηλή πυκνότητα.

Πυκνότητες Πετρωμάτων

Οι βαρυτικές ανωμαλίες είναι αποτέλεσμα της διαφοράς στην πυκνότητα ενός σώματος και του περιβάλλοντος χώρου. Το πρόσημο της διαφοράς καθορίζει και το πρόσημο της βαρυτικής ανωμαλίας. Οι πυκνότητες των πετρωμάτων είναι από τις λιγότερο μεταβαλλόμενες γεωφυσικές παραμέτρους, συνήθως κυμαίνονται μεταξύ 1.60 και 3.20 gr/cm^3 και κυρίως εξαρτώνται από την ορυκτολογική σύσταση και το πορώδες.

Η μεταβολή στο πορώδες είναι ο κύριος λόγος μεταβολής της πυκνότητας στα ιζηματογενή πετρώματα. Έτσι, στην σειρά των ιζηματογενών πετρωμάτων η πυκνότητα αυξάνει με το βάθος λόγω συμπίεσης και με την ηλικία λόγω συγκόλλησης. Τα περισσότερα πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα έχουν αμελητέο πορώδες και η σύνθεσή τους επηρεάζει την πυκνότητα. Η πυκνότητα αυξάνει όσο πηγαίνουμε από τα όξινα στα βασικά και υπερβασικά πυριγενή πετρώματα.

Βαρυτικές Διορθώσεις.

Διόρθωση Γεωγραφικού Πλάτους.

Το βαρυντικό πεδίο της γης αλλάζει από θέση σε θέση λόγω του σχήματός της που είναι σφαιροειδές εκ περιστροφής με διόγκωση στον ισημερινό και επιπεδοποίηση στους πόλους. Η διαφορά των ακτίνων στον ισημερινό και στους πόλους είναι περίπου 21km. Έτσι έχουμε μία αύξηση της βαρύτητας από τον ισημερινό προς τους πόλους. Επίσης η μάζα είναι περισσότερη στον ισημερινό απ' ότι στους πόλους. Τα δεδομένα αυτά επηρεάζουν το βαρυντικό πεδίο της γης το οποίο δίδεται σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος φ :

$$g_{\varphi} = 9780318.5(1+0.005278895\sin^2\varphi+0.000023462\sin^4\varphi) \text{ σε } g_u$$

Η ανωτέρω σχέση (Διεθνής Βαρυντική Φορμουλα 1971) δίνει την θεωρητική τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας σε κάθε θέση στην γη.

Επομένως, αν από τις μετρήσεις αφαιρεθούν οι υπολογιζόμενες τιμές (g_{φ}) λόγω του βαρυντικού πεδίου της γης, οι τιμές που θα προκύπτουν θα αφορούν τοπικές βαρυντικές ανωμαλίες που οφείλονται στους διάφορους σχηματισμούς στην περιοχή έρευνας.

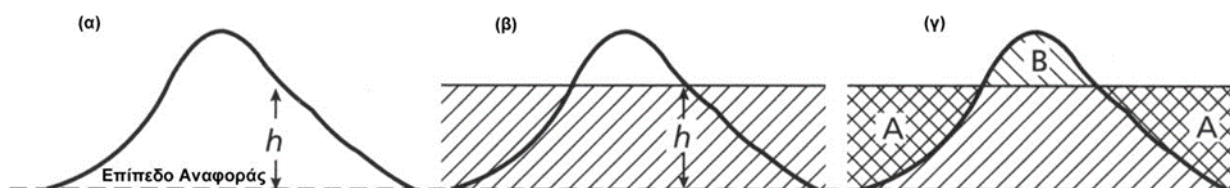
Διόρθωση Ελεύθερου Αέρα.

Δεδομένου ότι η βαρύτητα είναι αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της απόστασης, σχέση (2.1), 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 (συνήθως το επίπεδο της θάλασσας) (Σχήμα 2.1).

Η διόρθωση που πρέπει να γίνει για να αναχθούν όλες οι τιμές στο ίδιο επίπεδο αναφοράς λέγεται διόρθωση ελεύθερου αέρα και δίδεται από την σχέση:

$$\Delta g_{FA} = 3.086 h \text{ (σε } g_u \text{ και το υψόμετρο } h \text{ σε m)}$$

Αν ο σταθμός μέτρησης είναι πάνω από το επίπεδο αναφοράς η διόρθωση προστίθεται, σε αντίθετη περίπτωση αφαιρείται.



Σχήμα 2.1

Διόρθωση Bouguer.

Στην διόρθωση ελεύθερου αέρα λάβαμε υπόψη μόνο τη διαφορά στο υψόμετρο. Όμως, μεταξύ σταθμού μέτρησης και επιπέδου αναφοράς, υφίσταται και υλικό πυκνότητας d που ασκεί βαρυντική έλξη. Αυτό το βαρυντικό αποτέλεσμα εξαλείφεται μέσω της διόρθωσης Bouguer, θεωρώντας ένα εκτεινόμενο στο άπειρο οριζόντιο στρώμα κάτω από τον σταθμό μέτρησης, πάχους ίσου με το υψόμετρο μεταξύ σταθμού μέτρησης και επιπέδου αναφοράς (Σχήμα 2.1 β).

Η διόρθωση Bouguer δίδεται από τη σχέση:

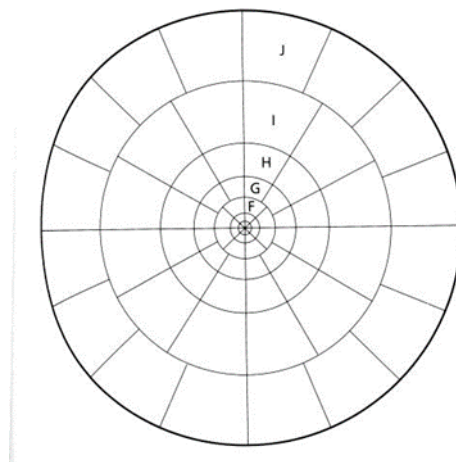
$$\Delta g_{BC} = 0.4191 \, d \, h \quad (\text{σε } g_u, \eta \text{ πυκνότητα } g/cm^3 \text{ και το υψόμετρο } h \text{ σε } m) \quad (2.1)$$

Αν ο σταθμός μέτρησης είναι πάνω από το επίπεδο αναφοράς η διόρθωση αφαιρείται, σε αντίθετη περίπτωση προστίθεται.

Τοπογραφική Διόρθωση.

Η διόρθωση Bouguer θεωρεί επίπεδη τοπογραφία γύρω από τον σταθμό μέτρησης κάτι που σπάνια συμβαίνει. Η τοπογραφική διόρθωση λαμβάνει υπόψη το τοπογραφικό ανάγλυφο γύρω από τον σταθμό μέτρησης. Η διόρθωση είναι πάντα προσθετική. Οι περιοχές «Α» στο σχήμα 2.1 γ που αποτελούν μέρος του στρώματος που θεωρήθηκε στην διόρθωση Bouguer δεν υπάρχουν και είχαμε μία υπερδιόρθωση το αποτέλεσμα της οποίας πρέπει να αποκατασταθεί με μία θετική τοπογραφική διόρθωση. Η περιοχή Β μέχρι στιγμής δεν έχει ληφθεί υπόψη στη διόρθωση Bouguer και το υλικό της έλκει προς τα επάνω στον σταθμό μέτρησης μειώνοντας την βαρύτητα. Αυτή η έλξη πρέπει να διορθωθεί με μία θετική τοπογραφική διόρθωση.

Η τοπογραφική διόρθωση βρίσκεται όταν σε διαφανές χαρτί έχουμε σχεδιάσει ζώνες κυκλικών τομέων (χάρτης Hammer, Σχήμα 2.2) σε καθένα εκ των οποίων υπολογίζουμε το μέσο υψόμετρο όταν ο διαφανής χάρτης Hammer τοποθετηθεί πάνω σε τοπογραφικό χάρτη ίδιας κλίμακας



Σχήμα 2.2 α

όπου οι παράμετροι στη σχέση δίδονται από τον πίνακα που ακολουθεί.

Ζώνη	r_1	r_2	n	Ζώνη	r_1	r_2	n
B	2.0	16.6	4	H	1 529.4	2 614.4	12
C	16.6	53.3	6	I	2 614.4	4 468.8	12
D	53.3	170.1	6	J	4 468.8	6 652.2	16
E	170.1	390.1	8	K	6 652.2	9 902.5	16
F	390.1	894.8	8	L	9 902.5	14 740.9	16
G	894.8	1 529.4	12	M	14 740.9	21 943.3	16

Σχήμα 2.2 β

Ανωμαλία Bouguer.

Τελικά οι τιμές που αποδίδουν από άποψη βαρυντικής μεθόδου τους σχηματισμούς του υπεδάφους μετά τις διορθώσεις μας δίνουν την Ανωμαλία Bouguer:

$$g_{BA} = g_{\Pi} - g_{\Theta} + 0.3086 h - 0.04191 h d + T d$$

όπου

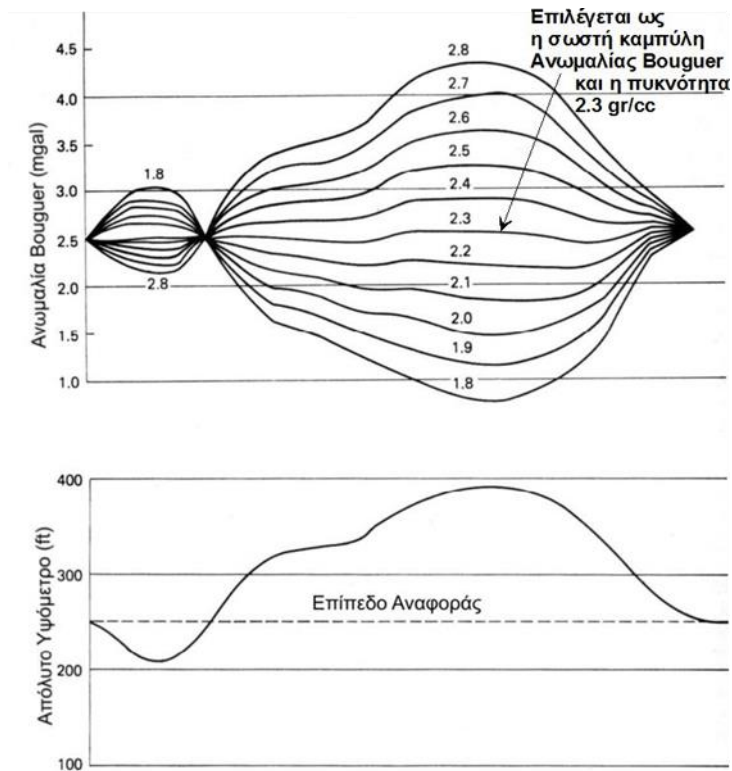
g_{Π} : παρατηρούμενες τιμές υπαίθρου μετά το drift correction

g_{Θ} : θεωρητική τιμή βαρυντικού πεδίου της γης που βρίσκεται με την σχέση T: ο συντελεστής τοπογραφικής διόρθωσης

Εύρεση της πυκνότητας με την μέθοδο Nettleton.

Στην σχέση (2.3) της ανωμαλίας Bouguer υπάρχει η παράμετρος πυκνότητα που αναφέρεται στο χώρο του υπεδάφους μεταξύ υψομέτρου σταθμών ή άλλων τοπογραφικών ανωμαλιών και επιπέδου αναφοράς. Η πυκνότητα αυτή αφορά μία μέση- επικρατούσα τιμή πυκνότητας των σχηματισμών στον χώρο αυτό.

Ένας αρκετά ικανοποιητικός τρόπος υπολογισμού της πυκνότητας μπορεί να γίνει αν κάνουμε βαρυντικές μετρήσεις κατά μήκος μίας γραμμής στην οποία υφίσταται τοπογραφικό ανάγλυφο.



Σχήμα 2.3

Η καμπύλη ανωμαλίας Bouguer με την μικρότερη σχέση μορφής (όμοια η κατοπτρική) με την τοπογραφική καμπύλη (ανάγλυφο), είναι η σωστή, δίνοντας παράλληλα και την σωστή πυκνότητα επιφανειακών σχηματισμών που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της.

Για τον ακριβέστερο υπολογισμό της μέσης πυκνότητας είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθεί ο συντελεστής συσχέτισης (Correlation Coefficient) της ανωμαλίας Bouguer και του υψομέτρου, που δίνεται από τη σχέση:

$$CC = \frac{\sum_i (\Delta g_i - \overline{\Delta g})(H_i - \overline{H})}{\sqrt{\sum_i (\Delta g_i - \overline{\Delta g})^2 \sum_i (H_i - \overline{H})^2}}$$

όπου

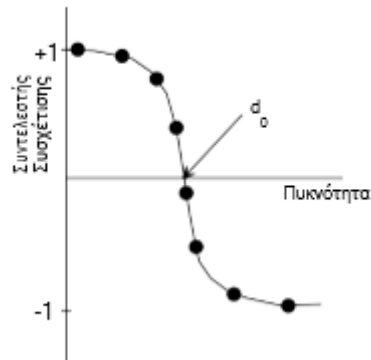
Δg_i & H_i : Ανωμαλία Bouguer και υψόμετρο του i σταθμού μέτρησης

$\overline{\Delta g}$: Μέση τιμή των ανωμαλιών Bouguer όλων των σταθμών μέτρησης.

$\overline{H}$: Μέση τιμή των υψομέτρων όλων των σταθμών μέτρησης.

Υπολογίζουμε τον συντελεστή συσχέτισης για κάθε πυκνότητα από τη σειρά τιμών πυκνότητας 1.8 gr/cm^3 έως 2.8 gr/cm^3 .

Αν κάνουμε το διάγραμμα του συντελεστή συσχέτισης και της πυκνότητας (Σχήμα 2.4), τότε παρατηρούμε ότι ο συντελεστής συσχέτισης μεταβάλλεται μεταξύ ± 1 . Στην θέση που η καμπύλη του διαγράμματος τέμνει τον άξονα των πυκνοτήτων και ο συντελεστής συσχέτισης είναι 0 (η ανωμαλία Bouguer και το υψόμετρο δεν συσχετίζονται) βρίσκουμε από το διάγραμμα την τιμή πυκνότητας d_0



Σχήμα 2.4

Η τελική πυκνότητα d_f δίνεται από την σχέση:

$$d_f = d_0 + \frac{\sum_i (\Delta^0 g_i - \overline{\Delta^0 g})(H_i - \overline{H})}{2\pi G \sum_i (H_i - \overline{H})^2}$$

όπου

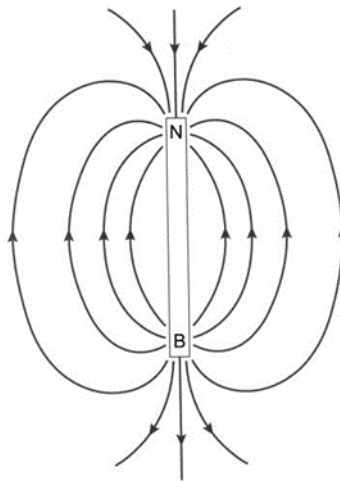
G : η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας ($6,672 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{gr sec}^2$ στο σύστημα CGS)

$\Delta^0 g_i$: η ανωμαλία Bouguer του i σταθμού μέτρησης με πυκνότητα d_0 .

3. ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ.

Βασικές Έννοιες.

Στην περιοχή ενός ραβδόμορφου μαγνήτη, η **μαγνητική ροή** που παράγεται, ρέει από την μία άκρη του έως την άλλη (Σχήμα 2.5). Οι γραμμές ροής μπορούν να χαρτογραφηθούν από τις κατευθύνσεις μίας μεταλλικής βελόνας που τοποθετείται σε διάφορες θέσεις γύρω από τον μαγνήτη.. Τα άκρα του μαγνήτη που συγκλίνουν οι γραμμές ροής λέγονται **πόλοι**. Αν αφήσουμε την ράβδο του μαγνήτη ελεύθερη, τότε θα ευθυγραμμιστεί με την ροή του μαγνητικού πεδίου της Γης. Ο πόλος του μαγνήτη που έχει 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**.



Σχήμα 2.5

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.

$$H = (1/\mu) \cdot (m/r^2)$$

Αφού οι μαγνητικοί πόλοι υπάρχουν πάντα σε ζεύγη, βασική μαγνητική οντότητα είναι το **μαγνητικό δίπολο** με δύο πόλους μαγνητικών ποσοτήτων $+m$ και $-m$ που απέχουν απόσταση l . Τότε η **μαγνητική ροπή (Magnetic Moment)**, **M**, ορίζεται ως:

$$M = m \cdot l$$

και είναι ανυσματικό μέγεθος με διεύθυνση από τον αρνητικό προς τον θετικό πόλο.

Ένα μαγνητικό σώμα σε εξωτερικό μαγνητικό πεδίο γίνεται μαγνητισμένο εξ επαγωγής. Η **ένταση της μαγνήτισης (Intensity of magnetization)**, **J**, είναι ανάλογη της έντασης του πεδίου και έχει διεύθυνση αυτή του πεδίου και ορίζεται ως η μαγνητική ροπή ανά μονάδα όγκου:

$$J = M/V$$

Ο βαθμός που ένα σώμα μαγνητίζεται εξαρτάται από την **μαγνητική επιδεκτικότητα (susceptibility), k** , που ορίζεται ως:

$$K=J/H$$

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' ό,τι μόνα τους τα πετρώματα και τα ορυκτά.

Ένα μαγνητικό σώμα, που έχει τοποθετηθεί σε εξωτερικό μαγνητικό πεδίο έντασης H , έχει τους πόλους του ευθυγραμμισμένους με το πεδίο και παράγει ένα δικό του πεδίο H' που αυξάνει το ολικό πεδίο μέσα στο σώμα. Η **μαγνητική επαγωγή (Magnetic Induction), B** , είναι το ολικό πεδίο μέσα στο σώμα:

$$B = H + H' = H + 4\pi J \Rightarrow B = (1 + 4\pi k)H \Rightarrow B = \mu H$$

και

$$\mu = 1 + 4\pi k$$

Μονάδα της μαγνητικής επαγωγής είναι για το σύστημα SI το Tesla (T). Επειδή οι τιμές που παίρνουμε στην πράξη είναι πολύ μικρές, χρησιμοποιείται ως μονάδα το nanotesla (nT) ($10^{-9}T$) ενώ για το σύστημα CGS είναι το gauss (G) ($=10^{-4}T$) και πιο εύχρηστο το gamma (γ) ($=10^{-5}G$).

Η μαγνητική επιδεκτικότητα, k , είναι το μέτρο ευκολίας μαγνήτισης ενός σώματος.

Για $k > 0$ τότε έχουμε παραμαγνητικά υλικά όπου σε ομογενές πεδίο τα δίπολα ευθυγραμμίζονται σε αυτό.

Για $k < 0$ τότε έχουμε διαμαγνητικά υλικά όπου σε ομογενές πεδίο τα δίπολα είναι κάθετα σε αυτό.

Για $k > 10^{-4} \mu\mu$ (ηλεκτρομαγνητικές μονάδες), δηλαδή για μεγάλες τιμές του k έχουμε τα σιδηρομαγνητικά υλικά. Τα δίπολα είναι παράλληλα στο πεδίο δίνοντας όμως πολλή υψηλή μαγνήτιση που δύναται να υφίσταται και με την απουσία του εξωτερικού μαγνητικού πεδίου. Τέτοια υλικά είναι ο σίδηρος, το κοβάλτιο, το νικέλιο.

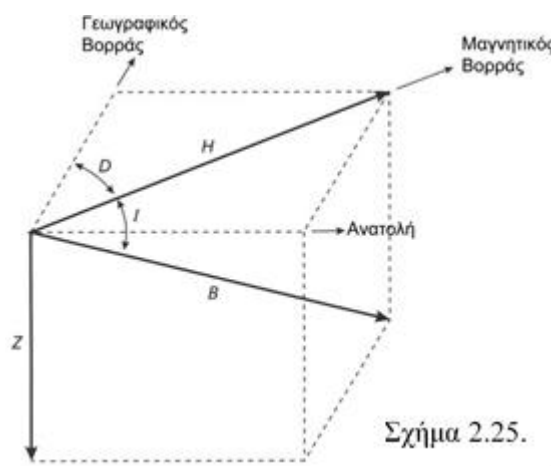
Στην περίπτωση των αντισιδηρομαγνητικών υλικών όπως ο αιματίτης, τα δίπολα είναι αντιπαράλληλα και έτσι αλληλοαναιρούνται ώστε να μην υφίσταται εξωτερικό μαγνητικό αποτέλεσμα. Η δύναμη της μαγνήτισης των σιδηρομαγνητικών υλικών μειώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας και εξαφανίζεται στη θερμοκρασία Curie. Επάνω από αυτή την θερμοκρασία οι αποστάσεις των ατόμων μεγαλώνουν τόσο ώστε να αποκλείουν σύνδεση και τα υλικά συμπεριφέρονται ως παραμαγνητικά.

Όταν ένα υλικό βρίσκεται σε ισχυρό μαγνητικό πεδίο, κάποιες περιοχές του παρουσιάζουν μόνιμη μαγνήτιση ακόμη και όταν το πεδίο παύει να υφίσταται. Σε πολύ ισχυρά μαγνητικά πεδία όλο το υλικό παρουσιάζει πλέον κορεσμένη μόνιμη μαγνήτιση.

Πρωτογενής μόνιμη μαγνήτιση μπορεί να υφίσταται για παράδειγμα ένα πυριγενές πέτρωμα όταν στερεοποιείται και ψύχεται με τα μαγνητικά υλικά του να περνούν την θερμοκρασία Curie (thermoremanent magnetization, TRM), όταν τα μαγνητικά σωματίδια ενός ιζηματογενούς πετρώματος ευθυγραμμίζονται με το γήινο μαγνητικό πεδίο κατά την απόθεση (detrital remanent magnetization). Δευτερογενής μόνιμη μαγνήτιση μπορεί να υφίσταται όταν τα μαγνητικά υλικά ενός πετρώματος ανακρυσταλλώνονται ή κατά την διάρκεια της διαγένεσης ή του μεταμορφισμού (chemical remanent magnetization, CRM). Μόνιμη μαγνήτιση μπορεί να αναπτύσσεται αργά στο πέτρωμα όταν βρίσκεται σε μαγνητικό πεδίο και η μαγνήτιση ομαλά παίρνει την διεύθυνση του πεδίου (viscous remanent magnetization).

Το Γεωμαγνητικό πεδίο.

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 μήκος, αλλά και με τον χρόνο. Το γεωμαγνητικό πεδίο B (Σχήμα 2.6) σχηματίζει γωνία και με την κατακόρυφη συνιστώσα (Έγκλιση I) αλλά και με τον γεωγραφικό βορρά (Απόκλιση D). Έχει οριζόντια συνιστώσα H με διεύθυνση τον μαγνητικό βορρά και κατακόρυφη συνιστώσα Z .



Σχήμα 2.6

Στο βόρειο ημισφαίριο το μαγνητικό πεδίο γενικά κλίνει προς τα κάτω και προς τον βορρά και γίνεται κάθετο στον βόρειο μαγνητικό πόλο. Στο νότιο ημισφαίριο η κλίση είναι προς τα πάνω και προς τον βορρά. Η γραμμή μηδενικής έγκλισης προσεγγίζεται γεωγραφικό ισημερινό και είναι γνωστός ως μαγνητικός ισημερινός.

Μέθοδος απόκτησης μαγνητικών δεδομένων στο ύπαιθρο.

Κατά τη διάρκεια των μετρήσεων στο ύπαιθρο το βαρυτόμετρο με την πάροδο του χρόνου στην ίδια θέση δίνει άλλη μέτρηση λόγω της επιμήκυνσης του ελατηρίου και πιθανών παλιρροιακών μεταβολών. Στην μαγνητική μέθοδο το μαγνητόμετρο στην ίδια θέση δίνει άλλη μέτρηση με τον χρόνο λόγω των ημερήσιων μεταβολών του γεωμαγνητικού πεδίου. Η αντιμετώπιση του προβλήματος γίνεται με την καταγραφή των αλλαγών με τον χρόνο. Επιστρέφουμε και παίρνουμε μέτρηση ανά τακτά χρονικά διαστήματα σε μία θέση (Βάση), κατά τη διάρκεια των μετρήσεων σε διάφορες θέσεις στο ύπαιθρο. Η διαδικασία των μετρήσεων στο ύπαιθρο αναφέρθηκε στη βαρυτομετρική μέθοδο και παρουσιάστηκε στο σχήμα. Επίσης αναφέρθηκε η διόρθωση λόγω των αλλαγών του μετρούμενου μεγέθους με τον χρόνο, η λεγόμενη drift correction (στη μαγνητική μέθοδο διόρθωση λόγω των ημερήσιων μεταβολών του γεωμαγνητικού πεδίου).

Ένας άλλος τρόπος διόρθωσης λόγω των ημερήσιων μεταβολών του γεωμαγνητικού πεδίου είναι να μην επανερχόμαστε στη βάση, αλλά να υπάρχει ένα μαγνητόμετρο σταθερό σε μία θέση με συνεχή

καταγραφή του γεωμαγνητικού πεδίου και οι διορθώσεις να γίνονται έπειτα στο εργαστήριο. Αυτή η διαδικασία ακολουθείται όταν οι αποστάσεις μεταξύ των σταθμών μέτρησης είναι πολύ μεγάλες.

Αναφερόμενοι σε αποστάσεις μεταξύ των σταθμών μέτρησης και των γραμμών μέτρησης, όπως και στις βαρυτομετρική μέθοδο, αυτές εξαρτώνται από το βάθος και το είδος του στόχου.

Οι αποστάσεις κυμαίνονται:

- 0.5m –1m για αρχαιολογικές έρευνες,
- 10m-50m για μεταλλοφορίες
- 250m-500m για πετρέλαιο ή για ευρύτερη γεωλογική δομή.

Στην τελευταία περίπτωση της μεγάλης απόστασης μεταξύ των σταθμών μέτρησης, σε κάθε θέση κάνουμε 5 μετρήσεις σε διάταξη σταυρού (στο κέντρο και στα άκρα που απέχουν από αυτό 10m) και παίρνουμε τον μέσο όρο, ώστε να έχουμε αντιπροσωπευτική τιμή στη θέση αυτή και όχι κάτι που θα είναι πιθανά αποτέλεσμα τοπικού θορύβου.

Μεγάλη σημασία στις μετρήσεις στο ύπαιθρο έχουν οι εξής κανόνες:

- η μέτρηση πρέπει να γίνεται 40m μακριά από γραμμές τραίνου, 10m από αυτοκίνητα και μεταλλικούς φράχτες και τέλος μακριά από γέφυρες, σπίτια, ενεργειακούς σταθμούς.
- Ο χειριστής του οργάνου πρέπει να μην έχει μεταλλικά αντικείμενα μαζί του.

4. ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ.

Γενικά.

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι διασκόπησης του υπεδάφους βασίζονται στην ανίχνευση φυσικών φαινομένων μέσω της υπεδαφικής ροής ηλεκτρικού ρεύματος. Χρησιμοποιώντας τις ηλεκτρικές μεθόδους μετρώνται διαφορές δυναμικού, ρεύματα και ηλεκτρομαγνητικά πεδία που υπάρχουν φυσικά ή εισάγονται τεχνητά στη γη.

Χρησιμοποιείται συνεχές ρεύμα ή εναλλασσόμενο χαμηλής συχνότητας, προκειμένου να ανιχνεύχθούν οριζόντιες και κατακόρυφες διαφοροποιήσεις των ηλεκτρικών ιδιοτήτων του υπεδάφους.

Στις ηλεκτρικές μεθόδους η ιδιότητες των ορυκτών και των πετρωμάτων που διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο είναι η ηλεκτρική αγωγιμότητα (ή το αντίστροφό της, η ηλεκτρική ειδική αντίσταση), το φυσικό ηλεκτρικό δυναμικό, η διηλεκτρική σταθερά και η μαγνητική επιδεκτικότητα (σαν έμμεσος παράγοντας)

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι διακρίνονται σε παθητικές και ενεργητικές μεθόδους ανάλογα με την χρησιμοποίηση φυσικών ή τεχνητών πεδίων.

Παθητικές μέθοδοι:

- Μέθοδος του Φυσικού Δυναμικού (Self Potential Method). Χρησιμοποιεί τις μετρήσεις των φυσικών ηλεκτρικών δυναμικών, τα οποία, είτε σχετίζονται με την αποσάθρωση κοιτασμάτων σουλφιδίων, είτε είναι ηλεκτροκινητικής ή γεωθερμικής προέλευσης. Εφαρμόζεται σε υδρογεωλογικές ή γεωθερμικές έρευνες.
- Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος (Magnetotelluric Method). Χρησιμοποιεί τις μετρήσεις φυσικών τελλουρικών ρευμάτων, τα οποία παράγονται από μαγνητική επαγωγή ηλεκτρικών ρευμάτων στην ιονόσφαιρα. Χρησιμοποιείται για τον καθορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων διαφόρων υλικών, τα οποία βρίσκονται σε σχετικά μεγάλα βάθη –μέχρι και τον μανδύα– μέσα στη γη.

Ενεργητικές Μέθοδοι

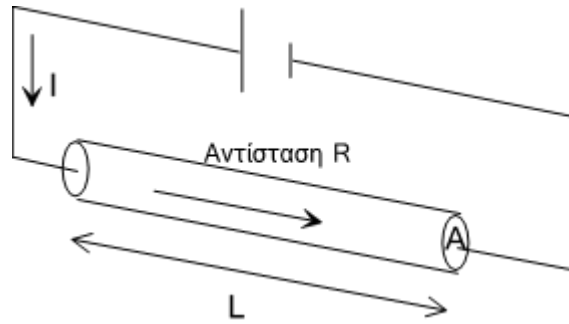
- Μέθοδος της Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης (Resistivity Method) Χρησιμοποιεί το ηλεκτρικό δυναμικό που σχετίζεται με την υπόγεια ροή ηλεκτρικού ρεύματος που παράγεται από πηγή συνεχούς ή εναλλασσόμενου ρεύματος. Χρησιμοποιείται ευρέως σε υδρογεωλογικές, περιβαλλοντικές και γεωτεχνικές μελέτες, με μέσα βάθη διασκόπησης.
- Μέθοδος της Επαγόμενης Πολικότητας (Induced Polarization Method) Πραγματοποιείται σε συνδυασμό με τη μέθοδο της Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης. Χρησιμοποιεί μετρήσεις των παροδικών (βραχύβιων) χρονικών μεταβολών του δυναμικού όταν, το ρεύμα που αρχικά διαβιβάζεται, παύει να διαβιβάζεται, στο έδαφος. Χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό συγκεντρώσεων αργίλων και ηλεκτρικά αγωγίμων κόκκων μεταλλικών ορυκτών.

Ηλεκτρική αγωγιμότητα, ηλεκτρική ειδική αντίσταση.

Το ηλεκτρικό ρεύμα διαδίδεται μέσα στα πετρώματα και ορυκτά με τρεις τρόπους: ηλεκτρονικά (ωμικά), ηλεκτρολυτικά και διηλεκτρικά. Στην πρώτη περίπτωση η ροή ρεύματος στα υλικά περιέχει ελεύθερα ηλεκτρόνια (μέταλλα). Στον ηλεκτρολύτη το ρεύμα μεταφέρεται μέσω ιόντων με σχετικά χαμηλό ρυθμό. Η διηλεκτρική αγωγιμότητα λαμβάνει χώρα σε φτωχούς αγωγούς ή μονωτές όπου τα ατομικά ηλεκτρόνια κάτω από την επίδραση εξωτερικού πεδίου μετακινούνται σχετικά με τον πυρήνα.

Στην ηλεκτρονική αγωγιμότητα εάν για παράδειγμα έχουμε έναν κυλινδρικό αγωγό (Σχήμα 3.1) μήκους L και διατομής A που διαρρέεται από ρεύμα I και στα άκρα του μετράμε διαφορά δυναμικού ΔV , τότε, με βάση τον νόμο του Ohm, η ηλεκτρική αντίσταση R δίνεται από τον τύπο:

$$R = V/I$$



Σχήμα 3.1

Η ηλεκτρική ωμική αντίσταση R εξαρτάται από τις γεωμετρικές διαστάσεις του αγωγού :

$$R = \rho \cdot (L/A)$$

όπου ρ η ηλεκτρική ειδική αντίσταση του αγωγού, ανεξάρτητη των διαστάσεών του, που θεωρείται χαρακτηριστική θεμελιώδης παράμετρος του υλικού που είναι κατασκευασμένος ο αγωγός και περιγράφει πόσο εύκολα μπορεί ο αγωγός να διαβιβάσει ηλεκτρικό ρεύμα..

Τα περισσότερα πετρώματα είναι κακοί αγωγοί και οι ειδικές αντιστάσεις τους θα ήταν πολύ υψηλές αν δεν είχαν πόρους με ρευστά, κυρίως νερό. Το αποτέλεσμα είναι ότι τα πετρώματα είναι ηλεκτρολυτικοί αγωγοί και η αγωγιμότητα είναι περισσότερο ηλεκτρολυτική παρά ωμική. Το ρεύμα διαδίδεται μέσω ιόντων (μορίων με περίσσεια ή έλλειψη ηλεκτρονίων). Η ειδική αντίσταση διαφέρει με την ευκινησία, την συγκέντρωση και τον βαθμό διαχωρισμού των ιόντων (εξαρτάται από την διηλεκτρική σταθερά του διαλύτη).

Η αγωγιμότητα ενός πορώδους πετρώματος μεταβάλλεται με τον όγκο και την κατανομή των πόρων, αλλά πολύ περισσότερο με την αγωγιμότητα και το ποσό του περιεχομένου νερού.

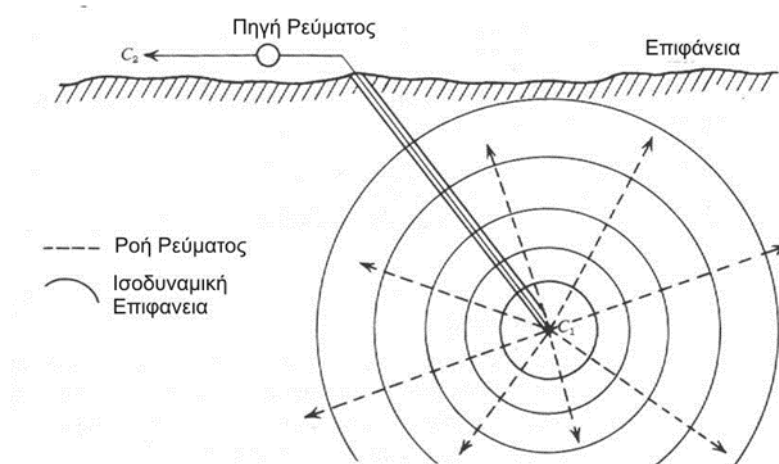
Η ειδική αντίσταση ενός μέσου με βάση τον εμπειρικό τύπο του Archie (1942) είναι:

$$\rho_e = \alpha \cdot \phi^{-m} s^{-n} \rho_w$$

όπου ϕ : ποσοστό όγκου των πόρων (πορώδες), s : ποσοστό πόρων που περιέχουν νερό, ρ_w : ειδική αντίσταση του νερού, $n \approx 2$, α, m : σταθερές ($0.5 \leq \alpha \leq 2.5$, $1.3 \leq m \leq 2.5$)

4.1 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ.

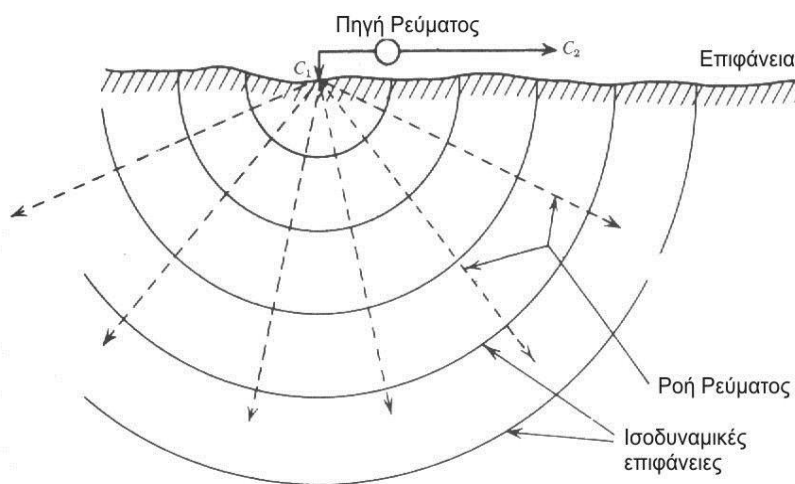
Ηλεκτρόδιο ρεύματος σε Άπειρο Ομογενή Χώρο



Σχήμα 3.2

Τοποθετούμε ένα ηλεκτρόδιο C_1 μικρών διαστάσεων (σημειακή πηγή ρεύματος) βαθιά σε ομογενές και ισότροπο μέσο. Το ηλεκτρόδιο συνδέεται με πηγή ρεύματος και το κύκλωμα κλείνει μέσω δεύτερου ηλεκτροδίου, C_2 , που τοποθετείται στην επιφάνεια της γης και σε αρκετά μακρινή απόσταση ούτως ώστε η επίδρασή του στη διαμόρφωση του δυναμικού να είναι αμελητέα (Σχήμα 3.2). Οι γραμμές ροής του ρεύματος είναι ακτινικές και ξεκινούν από τη σημειακή πηγή, κατευθυνόμενες προς τα έξω. Επίσης, η πτώση τάσης (διαφορά δυναμικού) που προκαλείται από την ηλεκτρική αντίσταση του μέσου, σε διάφορες αποστάσεις από το ηλεκτρόδιο ρεύματος, παραμένει σταθερή κατά μήκος κυκλικών γραμμών, οι οποίες έχουν ως κέντρο το ηλεκτρόδιο. Οι γραμμές αυτές ονομάζονται ισοδυναμικές γραμμές και στις τρεις διαστάσεις σχηματίζουν ισοδυναμικές σφαιρικές επιφάνειες, με κέντρο το ηλεκτρόδιο.

Ηλεκτρόδιο ρεύματος σε Ημιάπειρο Ομογενή Χώρο



Σχήμα 3.3

Τοποθετούμε ηλεκτρόδιο C_1 στην επιφάνεια ηλεκτρικά ομογενούς μέσου (Σχήμα 3.5). Το ηλεκτρόδιο συνδέεται με πηγή ρεύματος και το κύκλωμα κλείνει μέσω δεύτερου ηλεκτροδίου C_2 , το οποίο τοποθετείται επίσης στην επιφάνεια, αλλά σε αρκετά μακρινή απόσταση, ούτως ώστε η επίδρασή του στη διαμόρφωση του δυναμικού να είναι αμελητέα.

Οι γραμμές ροής του ρεύματος I είναι, όπως και στην περίπτωση του άπειρου ομογενούς μέσου, ακτινικές, ενώ οι ισοδυναμικές επιφάνειες είναι ομόκεντρα ημισφαίρια.

Για τον προσδιορισμό του δυναμικού V σε σημείο του ημιχώρου – συνήθως στην επιφάνειά του –, ακολουθούμε την ίδια διαδικασία με την περίπτωση του άπειρου ομογενούς χώρου, με μόνη διαφορά ότι εδώ η επιφάνεια A είναι επιφάνεια ημισφαρίου και, κατά συνέπεια, $A=2\pi r^2$. Έχουμε:

$$V=(\rho \cdot I)/(2\pi \cdot r)$$

Φαινόμενη ειδική αντίσταση.

Σε ομογενές και ισότροπο μέσο, η υπολογιζόμενη ειδική αντίσταση με την σχέση (3.10) θα είναι σταθερή και ανεξάρτητη των σχετικών θέσεων των τεσσάρων ηλεκτροδίων και θα ισούται με την ειδική αντίσταση του μέσου.

Όταν όμως το μέσο είναι ανομοιογενές, η υπολογιζόμενη ειδική αντίσταση με την σχέση (3.10) ποικίλει ανάλογα με τις σχετικές θέσεις των ηλεκτροδίων και λέγεται **φαινόμενη ειδική αντίσταση**.

Η φαινόμενη ειδική αντίσταση που μετράμε $\{\rho_a = K \cdot (\Delta V / I)\}$ για κάθε θέση ή/και διεύθυνση της διάταξης ηλεκτροδίων, δεν είναι αντιπροσωπευτική ούτε της πραγματικής ειδικής αντίστασης μέρους του υπεδάφους, ούτε μίας μέσης τιμής των πραγματικών ειδικών αντιστάσεων των διαφόρων μερών

του υπεδάφους. Μεταβάλλεται όμως συστηματικά ανάλογα με τη γεωλογική τομή και κατανομή των ειδικών αντιστάσεων των στρωμάτων που διαρρέουν οι ρευματικές γραμμές και είναι αντιπροσωπευτική και των στρωμάτων του υπεδάφους και των αγώγιμων ή μη ανομοιογενειών.

5 ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ

5.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ ή ΜΕΘΟΔΟΣ ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ.

Εισαγωγή.

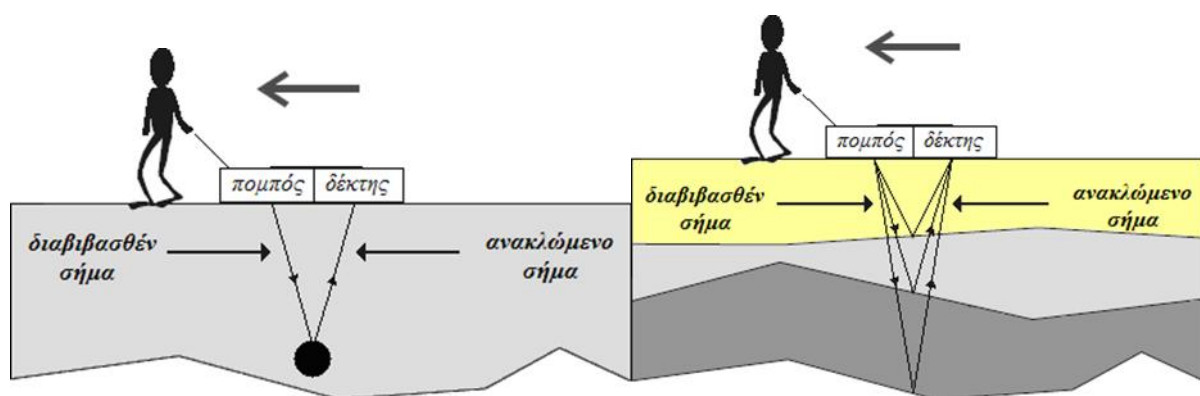
Η μέθοδος γεωραντάρ εφαρμόζεται σε περιοχές με σχηματισμούς υψηλών σχετικά ειδικών αντιστάσεων. Βασίζεται στην ανάκλαση υψηλής συχνότητας ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων από 8MHz έως 4GHz, σε ασυνέχειες μέσων που η διηλεκτρική σταθερά και η αγωγιμότητα μεταβάλλονται.

Σημείωση: Η διηλεκτρική σταθερά είναι η δυνατότητα ενός υλικού να αποθηκεύει φορτία όταν εφαρμόζεται ένα ηλεκτρομαγνητικό πεδίο.

Στον Πίνακα 4.1 παρατίθενται οι ταχύτητες διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (V) και οι τιμές της διηλεκτρικής σταθεράς (K) και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας (σ) για διάφορους τύπους υλικών.

Ακολουθώντας διάφορες παραμέτρους διαδικασίας μέτρησης και επεξεργασίας εξασφαλίζουμε την δυνατότητα να έχουμε ανακλώμενο σήμα επιστροφής λόγω της παρουσίας κάποιου αντικειμένου. Το μέγεθος και τα χαρακτηριστικά αυτού του σήματος, εξαρτώνται από τη γεωμετρία και την αντίθεση στις ιδιότητες του αντικειμένου με τον περιβάλλοντα χώρο.

Το σχήμα 4.1 επεξηγεί τη γενική έννοια του τρόπου που πραγματοποιείται η ανίχνευση με γεωραντάρ. Έχουμε ένα αντικείμενο με συγκεκριμένες ηλεκτρικές ιδιότητες βυθισμένο σε ένα μέσο με διαφορετικές ηλεκτρικές ιδιότητες από τον περιβάλλοντα χώρο του, ή εναλλαγή δυο μέσων με διαφορετικές ηλεκτρικές ιδιότητες. Μια πηγή ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας που μεταδίδει τα σήματά της υπό μορφή ραδιοκυμάτων, στέλνει ενέργεια προς το στόχο και η ανακλώμενη ενέργεια ανιχνεύεται από ένα δέκτη.



Σχήμα 4.1

Τα βασικά στοιχεία ενός συστήματος γεωραντάρ

Τα μέρη και οι λειτουργίες που περιλαμβάνονται σε μια διαδικασία μέτρησης γεωραντάρ είναι τα ακόλουθα:

- Ένα ηλεκτρικό κύκλωμα (πηγή) που μπορεί να παραγάγει χρονικά κυμαινόμενες τάσεις (εναλλασσόμενο ηλεκτρικό πεδίο) στο εκάστοτε απαιτούμενο φάσμα συχνοτήτων με ελεγχόμενο και καταγράψιμο τρόπο.
- Μία κεραία πομπός που μετατρέπει το ηλεκτρικό σήμα σε ένα ακτινοβολούμενο ηλεκτρομαγνητικό κύμα (ραδιοκύμα), το οποίο μπορεί να διεισδύσει δια του υπεδάφους στο στόχο. Η κεραία πομπός, μετασχηματίζει τα ηλεκτρικής τάσης σήματα σε εξωτερικά διαδιδόμενη ενέργεια ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων.
- Ένα σύστημα ανίχνευσης (δέκτης), που αποτελείται συνήθως από μια κεραία και ηλεκτρονικά στοιχεία κυκλώματος, που μπορούν να ανιχνεύσουν τα ανακλώμενα ηλεκτρομαγνητικά κύματα και να τα μετασχηματίσουν σε μια ηλεκτρική τάση που μπορεί να καταγραφεί και να επεξεργαστεί.

Παραδείγματα εφαρμογών.

A. Εκτίμηση του βάθους υδροφόρων οριζόντων. Οι διηλεκτρικές ιδιότητες ενός μέσου επηρεάζονται σημαντικά από την περιεκτικότητά του σε νερό. Στα ραδιογράμματα ο υδροφόρος ορίζοντας συνήθως εμφανίζεται ως ισχυρή οριζόντια ανάκλαση. Λόγω του φαινομένου της τριχοειδούς ανύψωσης, η ανάκλαση αυτή ουσιαστικά αντιστοιχεί στην ανώτερη επιφάνεια της ζώνης τριχοειδούς ανύψωσης και όχι στην πραγματική στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα, καθώς το γεωραντάρ εκτιμά την εμφάνιση νερού (μεταβολή της διηλεκτρικής σταθεράς) και όχι την αλλαγή των πιέσεων. Απαιτείται λοιπόν στοιχειώδης γνώση της γεωλογίας της περιοχής προκειμένου να υπολογιστεί το αναμενόμενο πάχος της ζώνης τριχοειδούς ανύψωσης, την στάθμη της οποίας εντοπίζει το ραντάρ, και να προσδιοριστεί με ακρίβεια το πραγματικό βάθος του υδροφόρου ορίζοντα. Αν δεν υπάρχουν γεωλογικά στοιχεία για την περιοχή μελέτης, η ταχύτητα διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων σε κάθε στρώμα υπολογίζεται με διατάξεις Common-Midpoint ώστε να γίνει η κατάλληλη αντιστοίχιση βάθους-χρόνου.

B. Εκτίμηση του βάθους υδροφόρου ορίζοντα και άλλων ασυνεχειών. Η εφαρμογή του γεωραντάρ πάνω από την εκσκαφή, μπορεί να εντοπίζει τον υδροφόρο ορίζοντα, την ασυνέχεια μεταξύ χαλικιού και γηγενών σχηματισμών και την πολλαπλή ανάκλαση του υδροφόρου

Γ. Αποτύπωση στοιχείων της τοιχοποιίας. Η χρησιμοποίηση κεραιών πολύ υψηλής συχνότητας (π.χ. 1600MHz), βοηθάει στην εκτίμηση της εσωτερικής δομής μιας τοιχοποιίας όπως και στον εντοπισμό πιθανών τμημάτων αποκόλλησης της λίθινης διακοσμητικής επικάλυψης που διαθέτει.

Δ. Αποτύπωση στοιχείων θαμμένης τοιχοποιίας. Η χρησιμοποίηση κεραιών σχετικά υψηλής συχνότητας (π.χ. 250 ή 500MHz), στις περιπτώσεις θαμμένης τοιχοποιίας στα πλευρά της οποίας υπάρχει χαλαρό υλικό, δίδει ανακλώμενα σήματα γεωραντάρ που παρουσιάζουν μορφές υπερβολών. Ακόμη και σε αυτές τις σαφείς περιπτώσεις η εφαρμογή και άλλης γεωφυσικής μεθόδου, όπως της ειδικής αντίστασης, είναι αναγκαία για την σωστή αξιολόγηση αλλά και τον έλεγχο των αποτελεσμάτων κάθε μεθόδου.

Ε. Αποτύπωση στρωματογραφίας.

Η ακρίβεια της αποτύπωσης της στρωματογραφίας μιας περιοχής με ένα σύστημα γεωραντάρ είναι της τάξεως των μερικών εκατοστών. Εντούτοις, περιορίζεται στον προσδιορισμό των θέσεων εναλλαγής των στρωμάτων, χωρίς τη δυνατότητα ταυτοποίησης του είδους των στρωμάτων. Αυτός είναι και ο λόγος που η μέθοδος του γεωραντάρ στις εφαρμογές στρωματογραφικής αποτύπωσης δρα συμπληρωματικά και περιορίζεται μόνο στο σκέλος της χωρικής ακρίβειας που παρέχει.

5.2 Η ΚΛΑΣΣΙΚΗ ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ.

Εφαρμογές της μεθόδου.

Η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος εφαρμόζεται με πολλές παραλλαγές συστημάτων μέτρησης (επίγεια ή από αέρος, χώρος χρόνου ή συχνοτήτων, κλπ.) που έχουν και αντίστοιχες δυνατότητες με πολύ μεγάλη ποικιλία εφαρμογών:

- 1. Μεταλλευτική έρευνα**
- 2. Εντοπισμός ρύπανσης υδατικών πόρων**
- 3. Εντοπισμός μετώπου υφαλμύρινσης**
- 4. Γεωλογική χαρτογράφηση, χαρτογράφηση εδαφών, κροκαλών**
- 5. Εντοπισμός θαμμένων αντικειμένων (σωληνώσεις, δεξαμενές, τοιχία, κλπ.).**
- 6. Αρχαιολογική έρευνα**
- 7. Εντοπισμός εγκοίλων (σπήλαια, εγκαταλελειμμένες σήραγγες, κλπ.)**

Η μέθοδος είναι γρήγορη στην απόκτηση δεδομένων χωρίς την ανάγκη ηλεκτροδίων στο έδαφος.

Το βάθος διασκόπησης είναι συγκεκριμένο για συγκεκριμένη συχνότητα ή απόσταση πομπού-δέκτη.

Τύποι Ηλεκτρομαγνητικών συστημάτων. Εφαρμογές της μεθόδου.

Εχουμε κατ' αρχήν δύο ειδών συστήματα

8. TEM (Time-domain Electromagnetic Measurements) Μετρήσεις σε συνάρτηση του χρόνου.

9. FEM (Frequency-domain Electromagnetic Measurements) Μετρήσεις σε συνάρτηση της συχνότητας.

Επίσης έχουμε διαφόρων ειδών συστήματα σε σχέση με την πηγή

10. Παθητικά (χρησιμοποιούνται φυσικά υπεδαφικά ηλεκτρομαγνητικά σήματα (π.χ. Μαγνητοτελλουρικά)

11. Ενεργητικά (χρησιμοποιείται πομπός ηλεκτρομαγνητικού σήματος που επάγει ρεύμα στο έδαφος)

12. Τοπικού πεδίου (όργανα μέτρησης αγωγιμότητας)

13. Απομακρυσμένου πεδίου (χρησιμοποιούνται σήματα πολύ χαμηλής συχνότητας που εκπέμπει πομπός για επικοινωνία υποβρυχίων)

Τα επαγωγικά ηλεκτρομαγνητικά συστήματα διακρίνονται σε:

14. Μικρού βρόγχου. Είναι τα περισσότερα συστήματα που δουλεύουν στον χώρο των συχνοτήτων (EM31, EM34, κλπ.) και κάποια στον χώρο του χρόνου. Κυρίως χρησιμοποιούνται για περιβαλλοντικές εφαρμογές.

15. Μεγάλου βρόγχου. (5μ με 100μ βρόγχοι). Κυρίως συστήματα στον χώρο του χρόνου που χρησιμοποιούνται στην μεταλλευτική έρευνα.

16. Επιπέδου κύματος. (VLF, Μαγνητοτελλουρικά) Χρησιμοποιούνται στην μεταλλευτική έρευνα και στον εντοπισμό βαθέων γεωλογικών δομών.

Αρχές της γεωφυσικής ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου.

Οι ηλεκτρομαγνητικές (EM) μέθοδοι έρευνας χρησιμοποιούν την απόκριση του εδάφους στη διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών πεδίων. Τα αρχικά ηλεκτρομαγνητικά πεδία μπορούν να παραχθούν με τη ροή του εναλλασσόμενου ρεύματος μέσω ενός μικρού πηνίου φτιαγμένου με πολλές περιελίξεις καλωδίου ή μέσω ενός μεγάλου βρόχου του καλωδίου. Η απόκριση του εδάφους είναι η παραγωγή των δευτερογενών ηλεκτρομαγνητικών πεδίων και τα τελικά πεδία μπορούν να ανιχνευθούν από τα εναλλασσόμενα ρεύματα που ρέουν σε ένα πηνίο δέκτη με τη διαδικασία της ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής.

Όλοι οι σχηματισμοί με υψηλή ηλεκτρική αγωγιμότητα παράγουν ισχυρά δευτερογενή ηλεκτρομαγνητικά πεδία. Μερικοί χώροι μεταλλεύματος που περιέχουν τα μεταλλεύματα που είναι

μονωτές μπορούν να παράγουν δευτερογενή πεδία εάν επαρκείς ποσότητες ενός βοηθητικού μεταλλεύματος με μια υψηλή αγωγιμότητα είναι παρούσες.

Βάθος διείσδυσης των ηλεκτρομαγνητικών πεδίων.

Το βάθος της διείσδυσης ενός ηλεκτρομαγνητικού πεδίου εξαρτάται από τη συχνότητά του και τη ηλεκτρική αγωγιμότητα του μέσου μέσω του οποίου διαδίδεται. Τα ηλεκτρομαγνητικά πεδία μειώνονται κατά την διέλευσή τους μέσω του εδάφους, το πλάτος τους μειώνεται εκθετικά με το βάθος. Το βάθος της διείσδυσης d μπορεί να οριστεί ως το βάθος στο οποίο το πλάτος του πεδίου A_d μειώνεται κατά έναν παράγοντα e^{-1} (37%) συγκρινόμενο με το πλάτος στην επιφάνεια A_0

$$A_d = A_0 \cdot e^{-1}$$

Το βάθος της διείσδυσης αυξάνεται όσο και η συχνότητα του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου και η αγωγιμότητα του εδάφους μειώνονται. Συνεπώς, η συχνότητα που χρησιμοποιείται σε μια έρευνα ΕΜ μπορεί να καθοριστεί για ένα επιθυμητό βάθος σε οποιοδήποτε συγκεκριμένο μέσο. Για παράδειγμα, στους σχετικά ξηρούς παγετώδεις αργίλους με μια αγωγιμότητα $5 \times 10^{-4} \text{Sm}^{-1}$, το d είναι περίπου 225 μ σε μια συχνότητα 10kHz.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- «Σημειώσεις Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής» , Αποστολόπουλος, 2015
- An Introduction to Geophysical Exploration” P. Kearey, M.Brooks, I.Hill, 2003, Blackwell Science Ltd.
- Σημειώσεις «Εισαγωγή στην Γεωφυσική Έρευνα» Ι.Λούης, 1993, Γεωλογικό Τμήμα Πανεπιστημίου Αθηνών